This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

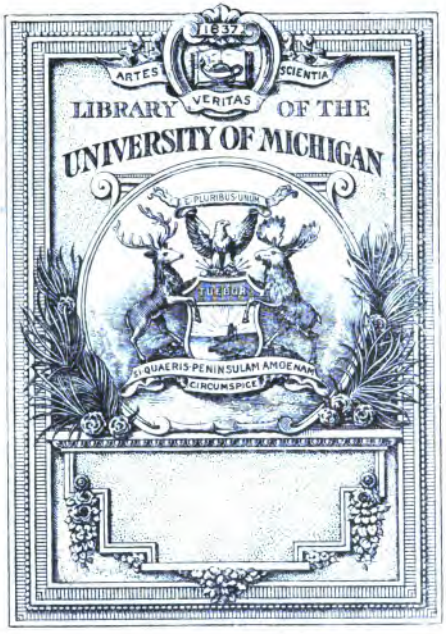
+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

BUHR B

a39015 00004029 8b


1837
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE

SCIENCE LIBRARY
S
591
.M64

Die

Grundlagen der Bodenkunde.

Von

Dr. L. Milch,

Privatdocent für Mineralogie und Geologie an der Universität Breslau.

Mit 7 Holzschnitten.

Leipzig und Wien.

Franz Deuticke.

1899.

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn.

Verlags-Nr. 651.

Vorwort.

Das vorliegende kleine Buch stellt einen Versuch dar, die Lehre von der Zusammensetzung des Bodens und seiner Entstehung ohne Voraussetzung besonderer naturwissenschaftlicher Kenntnisse in verständlicher Form vorzutragen; es wendet sich vornehmlich an diejenigen, die sich mit dem Boden als dem Sitz der Pflanzenwelt beschäftigen, in erster Linie also an die Land- und Forstwirte.

Den Zwecken des Buches entsprechend musste von einer streng systematischen Eintheilung abgesehen werden: Der Versuch, die Grundlehren jeder der in Betracht kommenden Wissenschaften im Zusammenhange zu behandeln, würde zur Aufnahme zahlreicher an sich zwar wichtiger und bedeutungsvoller, für die Entstehung des Bodens aber durchaus unerheblicher Thatsachen und Lehren zwingen, den Stoff also ohne Noth anhäufen; außerdem könnten bei dieser Darstellung viele gerade für die Lehre vom Boden wichtige Fragen nur kurz gestreift werden und schließlich würde die Lesbarkeit des Buches empfindlich leiden. Es wurde daher von dieser strengen Form Abstand genommen, dabei aber die Durchführung einer einheitlichen Anordnung nach Kräften erstrebt.

Eine Folge des Bestrebens, nur das zum Verständnis und zum praktischen Erkennen des Bodens und seiner Gemengtheile Erforderliche aufzunehmen, ist der Verzicht auf die Lehre von der speciellen Morphologie der Krystalle. Die Krystallgestalt der Minerale tritt in Gesteinen und Böden gewöhnlich nicht deutlich hervor, auch scheint die Aufgabe, diesen Theil der Krystallographie wissenschaftlich richtig, dabei aber so knapp

150433

darzustellen, wie es hier erforderlich wäre, unlösbar. Die verhältnismäßig große Ausführlichkeit, mit der die optischen Eigenschaften der Krystalle, scheinbar im Widerspruch mit diesem Verzicht, behandelt sind, erklärt sich aus der Ueberzeugung des Verfassers, dass eine Verallgemeinerung der mikroskopischen Untersuchungsmethoden bei der Bestimmung von Böden wissenschaftlich und praktisch in reichem Maße Früchte tragen wird.

Breslau, den 25. April 1899.

L. Milch.

Inhalt.

Seite

Einleitung . . . . . 1—7
Die Bildungsweisen der Gesteine . . . . . 2—6
Beschaffenheit des Erdinneren . . . . . 6—7
Bestandtheile der Gesteine 7
Erster Haupttheil: Allgemeine Eigenschaften der Gemengtheile der Gesteine und Böden . . . . . 8—44
1. Chemische Zusammensetzung der Minerale . . . . . 8—14
2. Physikalische Eigenschaften der Minerale . . . . . 14—44
A. Das specifische Gewicht . . . . . 14—15
B. Eigenschaften der krystallisierten Körper . . . . . 15—42
1. Morphologie der Krystalle . . . . . 16—19
2. Physikalische Eigenschaften der Krystalle . . . . . 19—42
a) Spaltbarkeit . . . . . 19—22
b) Bruch . . . . . 22—23
c) Härte . . . . . 23—25
d) Optische Eigenschaften . . . . . 25—42
1. Farbe, Durchsichtigkeit, (Pleochroismus), Glanz . . . 25—26
2. Brechung des Lichtes . . . . . 26—32
Doppelbrechung . . . . . 31—32
3. Polarisation des Lichtes . . . . . 32—35
4. Interferenz des Lichtes . . . . . 35—38
Beobachtungen mit dem Polarisations-Mikroskop . . 39—42
a) Beobachtungen in parallelem polarisiertem Licht . 39—40
b) Beobachtungen in convergentem polarisiertem Licht 40—42
Zusammenfassung . . . . . 42—44
Zweiter Haupttheil: Die wichtigsten bodenbildenden Minerale und Gesteine . . . . . 45—151
Die Gemengtheile der Eruptivgesteine . . . . . 46—61
Die wichtigsten wesentlichen Gemengtheile der Eruptivgesteine . . . . . 46—60
1. Quarz . . . . . 46—47
Die Feldspatgruppe . . . . . 47—52

	Seite
2. Kalifeldspat „Orthoklas" (Mikroklin)	48—50
3. Plagioklas	50—52
Die Glimmergruppe	52—54
4. Biotit (Magnesia-Eisen-Glimmer)	53
5. Muscovit (Kaliglimmer)	53—54
Die Pyroxen-(Augit-)Gruppe und die Amphibol-(Hornblende-)Gruppe	54—58
Die Pyroxengruppe	55—57
6. Die rhombischen Pyroxene (Enstatit, [Bronzit], Hypersthen)	55—56
7. Die monosymmetrischen Pyroxene (Malakolith, Augit, [Diallag])	56—57
Die Amphibolgruppe	57—58
8. Die monosymmetrischen Amphibole (Hornblende)	58
9. Olivin	58—59
10. Nephelin (Elaeolith)	59
11. Leucit	59—60
Accessorische Gemengtheile der Eruptivgesteine	60—61
Apatit	60
Eisenerze, besonders Magnetit, Eisenglanz, Eisenkies	60—61
Rutil, Zirkon	61
Die massigen Gesteine (Erstarrungsgesteine, Eruptivgesteine)	61—82
I. Die Tiefengesteine	67—73
Granit	68—69
Syenit	70—71
Nephelinsyenit	71
Diorit	71—72
Gabbro (und Norit)	72—73
Peridotit und Pyroxenit	73
Ganggesteine	74
II. Die Ergussgesteine	74—82
Tabelle der Ergussgesteine	78—82
Vulcanische Auswürflinge	80
Verwitterung und Zersetzung der Eruptivgesteine und ihrer Componenten	82--98
Einwirkung auf Quarz	84
Umwandlung der thonerdehaltigen Silicate	84—92
Kaolin	85
Umwandlung des Kalifeldspates	85—88
a) Kaolinisierung	85—86
b) Umwandlung in Kaliglimmer	86—87
c) Umwandlung in Epidot	87—88
Epidot, Zoisit	87
d) Umwandlung in Zeolithe	88
Umwandlung der Plagioklase	88—89
a) Kaolinisierung	88
Kalkspat	88—89

Seite

b) Umwandlung in Kaliglimmer 89
c) Umwandlung in Epidot (resp. Zoisit) 89
d) Umwandlung in Zeolithe 89
Umwandlung des Nephelin und des Leucit . . . . . 89—91
Zeolithe . . . . . 90—91
Einwirkung auf Muscovit 91
Umwandlung des Biotit . . . . . 91—92
a) Bleichung 91
b) Umwandlung in Chlorit . . . . . 91—92
Chlorit . . . . . 91—92
Umwandlung des Olivin, Serpentinisierung 92
Serpentin 92
Umwandlung der Pyroxene und Amphibole 92
Umwandlung des Apatit 93
Umwandlung der Eisenerze . . . . . 93—94
Brauneisen (Limonit) 93

Zersetzungsproducte der Eruptivgesteine . . . . . 94—98
Laterit . . . . . 97—98

Die Sedimente . . . . . 98—144
Formationsreihe . . . . . 99—100

I. **Die mechanischen Sedimente** . . . . . 102—114
1. Entstehung von Trümmerhaufen in situ und durch Sturz . . . . . 102—103
2. Durch Wassertransport zusammengeschwemmte Sedimente . . . . . 103—114
Breccien und Conglomerate . . . . . 107—109
Sandsteine . . . . . 109—111
Glaukonit 110
Thongesteine . . . . . 111—114
Thon . . . . . 111—112
Schieferthon 112
Thonschiefer 112
Phyllit 113
Marschland 114

II. **Die chemischen Präcipitate** . . . . . 114—137
A. Auf anorganischem Wege gebildete Gesteine . . . . 114—120
Anhydrit 116
Gyps . . . . . 116—117
Steinsalz . . . . . 117—118
Sylvin 118
Carnallit 118
Kainit 118
Entstehung der Steinsalzlager . . . . . 118—119

Ausscheidungen aus süßem Wasser: Kalktuff, Kieselsinter, Kieselschiefer zum Theil 120
B. Durch Vermittelung der Organismen entstandene Gesteine . . . . . 120—133
1. Kalkgesteine . . . . . 120—126
Kreide . . . . . 121—122
Kalkstein . . . . . 122—125
Mergel . . . . . 125—126
Körniger Kalkstein (Marmor zum Theil) 126
Verwitterung der Kalke 126
Dolomit . . . . . 126—127
2. Kieselgesteine . . . . . 127—128
a) Marine Bildungen: Hornstein, Jaspis . . . . . 127—128
b) Süßwasserbildungen: Polierschiefer (Tripel), Kieselguhr 128
3. Guano 129
4. Kohlige Bildungen . . . . . 129—133
a) Humus . . . . . 129—130
b) Entstehung der Moore . . . . . 130—132
c) Torf 132
d) Kohle 133
Anhang . . . . . 133—137
α) Vorkommen der Calciumphosphate . . . . . 133—136
β) Natronsalpeter (Chilesalpeter) 136
γ) Raseneisenerz (Limonit) . . . . . 136—137
III. Durch Gletschertransport entstandene Gesteine . . . . . 137—143
Verwitterung der norddeutschen Glacialbildungen 141—143
IV. Durch Lufttransport entstandene Gesteine . . . . . 143—144
Löß 144
Die krystallinen Schiefer . . . . . 145—151
Gneis . . . . . 147—150
Glimmerschiefer . . . . . 150—151
Einlagerungen 151
Register . . . . . 153—162

Einleitung.

Als „Grundlagen der Bodenkunde" wird hier die Lehre von denjenigen Thatsachen und Vorgängen der anorganischen Natur zusammengefaßt, die die Entstehung und Beschaffenheit der obersten Theile der festen Erdrinde, besonders des Bodens im landwirtschaftlichen Sinne, betreffen; im System der Wissenschaften finden sie ihren Platz an verschiedenen Stellen der Lehrgebäude der Chemie und Physik, der Mineralogie, der Petrographie und der Geologie, werden hier aber nicht streng nach diesen Wissenschaften getrennt behandelt.

Die feste Erdrinde baut sich auf aus neben- und übereinander gelagerten Massen, bestehend aus verschiedenen, chemisch homogenen Körpern, Mineralen, relativ selten aus Resten von Organismen; jede dieser Massen bildet eine seiner Entstehung nach von den unter-, neben- und überlagernden Massen abgetrennte Einheit und jede dieser geologisch einheitlichen, aber inhomogenen, aus zahllosen gleichartigen oder verschiedenartigen Mineralen zusammengesetzten Massen nennt man ein Gestein oder einen Gesteinskörper.

Aus den an der Erdoberfläche selbst und den unmittelbar unter ihr liegenden Theilen der Gesteine entsteht durch Vorgänge, die man Verwitterung (im weiteren Sinne) nennt, der Boden oder die Ackererde; für das Verständnis des Wesens des Bodens ist also die Kenntnis der Entstehung und der Beschaffenheit der verbreitetsten Gesteine, der Eigenschaften der wichtigsten sie aufbauenden Minerale, sowie der Einwirkung der Verwitterung auf diese Minerale und Gesteine erforderlich.

Die Bildungsweisen der Gesteine.

Den Schlüssel zur Lösung der Frage, wie die Gesteine entstanden sind, findet man durch die Beobachtung, wie Gesteine gegenwärtig entstehen.

1. Das auf der Erdoberfläche fließende Wasser führt fast immer Theile des Erdreiches mit sich; sie verringern sehr oft die Durchsichtigkeit des Wassers und erzeugen die schmutzig-gelbe Farbe, die die größeren Ströme in ihrem Mittel- und Unterlauf so oft aufweisen. Dass diese Trübung von mechanisch mitgeführten festen Körpern herrührt, davon kann man sich leicht durch einen Versuch überzeugen: gießt man trübes Flusswasser durch Filtrierpapier, so ist das durchgeflossene Wasser (das Filtrat) krystallklar und auf dem Filter bleibt ein fester Rückstand zurück. Die vom Wasser mechanisch fortgeführten festen Körper sind specifisch schwerer als das Wasser, sie werden schwebend erhalten durch das Fließen des Wassers; tritt Ruhe ein, so sinken die festen Theile zu Boden. Trübes Wasser klärt sich ohne fremde Einwirkung, wenn es in einem Gefäß in Ruhe steht; der Boden des Gefäßes bedeckt sich mit einer Schicht fester Körper, die vorher im Wasser schwimmend (suspendiert) die Trübung hervorgerufen hatten. Im großen Maßstabe tritt dieser Vorgang ein, wenn ein Fluss in ein von ruhendem Wasser erfülltes Becken (See oder Meer) tritt: die mechanisch fortgeführten Massen sinken zu Boden, das Wasser klärt sich. In dem einfachsten Fall, beim Eintritt eines Flusses in einen Binnensee, dessen Wasser seine Ufer nicht wesentlich angreift, wird die Beschaffenheit des Absatzes ausschließlich von der Natur der vom Flusse mitgeführten Substanz abhängig sein; im Meere kann sich zu diesem Material noch das durch die Wellen den Küsten entrissene gesellen. Da nun schneller fließendes Wasser größere Gesteinstheile fortzuführen vermag als langsam fließendes, so wird derselbe Strom bei hohem Wasserstande an seiner Einmündung größere Körner mit sich

führen, als bei niedrigem; am Grunde des Sees setzen sich also übereinander Lagen ab, sog. Schichten, die sich durch die verschiedene Größe der sie aufbauenden Körner unterscheiden. Die Ebenen, welche die Schichten begrenzen, heißen Schichtflächen, die tiefer liegende Schicht ist älter als die überlagernde.

Die Betrachtung des Materiales dieser Schichten zeigt, dass die Körner bald gerundet, bald eckig sind, sehr häufig sind sie nicht einheitlich, sondern bestehen aus mehreren Mineralen; aber auch wenn sie nur aus einem Mineral bestehen, besitzen sie nicht die Krystallgestalt, die der betreffenden Substanz eigentümlich ist: sie zeigen in ihrer ganzen Erscheinung, dass sie klastisch, d. h. Bruchstücke von älteren Gesteinen sind, die durch die Thätigkeit des Wassers aus ihrem alten Verbande gelöst sind und jetzt zum Aufbau eines neuen Gesteines verwendet werden.

Der Aufbau aus Bruchstücken von älteren Gesteinen ist nun für eine große Zahl von Gesteinen, die sich in der Gegenwart bilden, charakteristisch; in den wichtigsten Fällen dient Wasser als Transportmittel und der Absatz findet im Wasser statt — dann ist in der Regel auch die Schichtung am vollkommensten ausgebildet — in anderen dient Eis und Luft als Transportmittel und die Schichtung ist unvollkommen oder fehlt auch ganz, ohne dass der wesentlichste Charakterzug dieser Bildungen, der Aufbau aus Fragmenten älterer Gesteine, dadurch geändert würde.

Gesteine dieser Art und Entstehungsweise heißen mechanische Sedimente.

2. Sieht man von den mechanisch fortgeführten Theilen ab, so ist auch das krystallklare Wasser nicht rein im chemischen Sinne; es besteht nicht nur aus Wasserstoff und Sauerstoff, sondern enthält andere Stoffe gelöst. Auch hiervon kann man sich durch einen Versuch überzeugen: verdampft man ein Quantum filtrierten, also von den mechanisch mitgeführten Stoffen befreiten Flusswassers, so geht nicht die Gesammtmenge in Wasserdampf über, sondern es bleibt ein Rückstand; die vorher im Wasser gelösten Stoffe scheiden sich in fester Gestalt aus. Durchaus entsprechende Vorgänge beobachtet man auch in der Natur: Quellen, die aus der Tiefe an die Erdoberfläche treten, setzen hier einen Theil der gelösten Stoffe ab (Kalktuff, Karlsbader Sprudelstein ꝛc.), aus Seen, unter bestimmten Umständen auch aus dem Meere, scheiden sich die gelösten Stoffe aus und bilden

Lager von Gyps, Steinsalz ꝛc. Auch bei derartigen Bildungen findet sich häufig Schichtung, doch fehlt sie hier öfter als bei den mechanischen Sedimenten; charakteristisch für diese Entstehungsweise ist der Aufbau aus nicht klastischen, sondern an Ort und Stelle gebildeten (authigenen) aus einer Lösung ausgeschiedenen Körnern, ferner das gleiche Alter aller in einer Ebene liegender Körner und schließlich die stoffliche Gleichartigkeit der die Schichten aufbauenden Minerale. Gesteine dieser Art heißen chemische Praecipitate.

3. Eine dritte Art der Entstehung beobachtet man an thätigen Vulcanen.

Es treten aus dem Innern der Erde glutflüssige Massen an die Erdoberfläche, die hier ein Gestein bilden. Aus der schmelzflüssigen Lösung entwickeln sich Krystalle von verschiedener chemischer Zusammensetzung; die verschiedenen Minerale bilden sich nicht gleichzeitig, sondern in aufeinander folgenden Zeiträumen. Die Reihenfolge der Entstehung kann man direct bei der Entstehung des Gesteins beobachten, man kann sie aber auch aus der späteren Beobachtung erschließen, da ein Gemengtheil um so vollkommener entwickelte Krystallgestalt besitzen muss, je zeitiger er sich gebildet hat, während die jüngeren Bildungen sich naturgemäß mit dem Raum begnügen müssen, den die älteren übrig gelassen haben, durch diese also in der freien Entwicklung ihrer Gestalt gehindert sind. Schichtung, d. h. Ausbildung von Ebenen, die stofflich verschiedene Lagen trennen, deren tiefere immer älter ist, als die nächst höhere, fehlt Gesteinen dieser Entstehungsart völlig; ferner ist für sie charakteristisch die authigene Bildung der Minerale im Schmelzfluss, die Zusammensetzung aus verschiedenen Mineralen, das verschiedene Alter in derselben Ebene liegender Gemengtheile, die Gesetzmäßigkeit in der Reihenfolge der Ausscheidung der stofflich verschiedenen Minerale nach ihrer chemischen Beschaffenheit. Gesteine dieser Art heißen massige Gesteine, Eruptivgesteine, Erstarrungsgesteine.

4. Eine vierte Gruppe von Gesteinen verdankt ihre Entstehung der Thätigkeit der organischen Welt: Moor und Torf, die Kalkriffe der Korallen-Inseln, der am Boden der Tiefsee häufige Globigerinen-Schlick, der sich aus den Schalen abgestorbener einzelliger dem Plankton angehöriger Thiere aufbaut, sind die bekanntesten Beispiele. Charakteristisch für die ganze Gruppe ist ihr Aufbau aus Resten von Organismen; erkennbar sind sie theils durch die chemische

Natur (Kohlenstoff), theils durch die Structur der thierischen und pflanzlichen Reste. Gesteine dieser Art werden als organogen zusammengefasst.

5. Eine Betrachtung der Gesteine, die vor der Gegenwart entstanden sind und jetzt den der Beobachtung zugänglichen Theil der Erdrinde zusammensetzen, lehrt in sehr vielen Fällen dieselben Eigenschaften kennen, die für die Entstehungsweise der sich jetzt bildenden Gesteine charakteristisch sind und gestattet somit den Rückschluss, dass sie auf dieselbe Weise entstanden sind wie diese. Eine große Gruppe verhält sich jedoch abweichend; ihre Glieder vereinigen in eigenthümlicher Weise Züge von Gesteinen durchaus verschiedener Entstehung mit Eigenschaften, die ausschließlich in dieser Gruppe auftreten. Die sie aufbauenden Minerale erscheinen theils authigen, theils allothigen, aber auch wenn sie durchaus authigenen Charakter tragen, fehlt ihnen die wesentlichste Eigenschaft der Eruptivgesteine, die gesetzmäßige Reihenfolge in der Ausscheidung der Gemengtheile; von den Praecipitaten unterscheidet sie der Umstand, dass verschiedene Minerale sehr häufig in einer Ebene nebeneinander liegen. Die Gesteine besitzen eine Theilbarkeit nach einer Ebene, die zunächst an Schichtung denken lässt, aber diese Theilbarkeit findet sich auch bei Gesteinen, die sich aus verschiedenen authigenen Gemengtheilen aufbauen, und folgt, wenn das Gestein aus Lagen von verschiedener Beschaffenheit besteht, durchaus nicht immer den Grenzen dieser Lagen (dem Gesteinswechsel), sondern durchschneidet sie gar nicht selten. Diese Theilbarkeit, die man Schieferung nennt, ist somit ihrer Art und ihrer Entstehung nach von der Schichtung scharf zu unterscheiden: sie ist eine offenbar nach der Verfestigung des Gesteins erworbene, also secundäre Eigenschaft, hervorgerufen durch einen auf die Gesteine ausgeübten Druck und findet sich in der gleichen Weise bei deutlich erkennbaren Eruptiv- und Sedimentgesteinen, die einen genügend kräftigen Druck erfahren haben. Die Glieder dieser Gruppe, deren Eigentümlichkeiten sich durch die Umwandlung (Metamorphose) älterer, ursprünglich normaler Eruptiv- oder Sedimentgesteine erklären, werden als krystalline Schiefer zusammengefasst: ihre wichtigsten Vertreter sind Gneiß und Glimmerschiefer.

Jedes Gestein liefert unter dem Einfluss der Atmosphaerilien (Regenwasser, Sauerstoff, Kohlensäure der Luft 2c.) Material zu mechanischen Sedimenten und chemischen Praecipitaten und kann durch Metamorphose in einen krystallinen Schiefer übergeführt werden, der

wieder der Zerstörung und Verwitterung anheimfällt und somit wieder Material für Sedimentgesteine liefert — auch die organogenen Gesteine sind mit denjenigen ihrer Bestandmassen, welche die sie aufbauenden Organismen der anorganischen Natur entnommen haben, in diesem Kreislauf einbezogen; ursprünglich aber haben all die Massen, die gegenwärtig die feste Erdrinde bilden oder sich gerade im Umlauf befinden, zum ersten Mal durch Krystallisation und Erstarrung aus Schmelzfluss eine feste Gestalt angenommen. Man darf dabei nicht nur an die Eruptivgesteine denken, die in der Gegenwart allein neues Material in den Kreislauf hineinführen; ein Theil des Gesteinsmateriales — wie viel entzieht sich allerdings jeder Schätzung — entstammt zweifellos einer Erstarrungskruste der Erde.

Beschaffenheit des Erdinneren.

Nach der Kant-Laplace'schen Theorie, die auf astronomischer Grundlage ruht und der die Beobachtungen der Geologie nicht widersprechen, muss sich die Erde in einer bestimmten Periode ihrer Entwickelung in einem schmelzflüssigen Zustande befunden haben und bei weitergehender Abkühlung mit einer festen Kruste, der Erstarrungskruste bedeckt haben. Das Vorhandensein einer Erstarrungskruste ist auch ein logisches Postulat für die Möglichkeit der Gesteinsbildung überhaupt: damit schmelzflüssige Massen aus dem Inneren emporsteigen können, muss eine Kruste vorhanden sein, in die diese Massen hineindringen und die sie durchbrechen; für die Bildung von chemischen Praecipitaten ist eine Unterlage erforderlich, auf der sie sich absetzen können, mechanische Sedimente verlangen außerdem noch das Vorhandensein von älteren Gesteinen, denen ihr Material entstammt. Diese Erwägungen werden durch die Thatsache nicht beeinflusst, dass Gesteine, die man direct als Erstarrungskruste ansprechen kann, nicht bekannt sind; es ist aber sehr wohl denkbar, dass Theile der Erstarrungskruste in umgewandeltem Zustand in der Gruppe der krystallinen Schiefer enthalten sind.

Aus der Kant-Laplace'schen Theorie sowie aus dem Emporbringen glutflüssiger Massen aus dem Erdinneren darf man nicht direct auf einen schmelzflüssigen Zustand des Erdinneren schließen. Die allenthalben nachweisbare Zunahme der Temperatur beim Eindringen in das Erdinnere (in Bohrlöchern, Bergwerken 2c.), das

Empordringen heißer Quellen und glutflüssiger Massen beweisen zwar, dass im Inneren der Erde gewaltige Temperaturen herrschen, deren Einwirkung die Körper der Erdrinde auf der Oberfläche der Erde (also unter normalem Druck) in den flüssigen oder gasförmigen Aggregatszustand überführen würde, aber wie sich dieselben Körper im Inneren unter dem gewaltigen Druck der auf ihnen lastenden Massen verhalten, kann man gegenwärtig nicht einmal als Vermuthung aussprechen. Die an die Oberfläche tretenden schmelzflüssigen Massen beweisen für den Aggregatszustand im Inneren nichts; sie stammen nicht aus den tiefsten Theilen der Erde und können außerdem nur auf Brüchen und Spalten empor gelangen; durch die Spaltenbildung wird aber der Druck vermindert und es kann local dann eine Verflüssigung der durch den Druck verfestigten Massen eintreten und diese in schmelzflüssigem Zustand an die Erdoberfläche gelangen.

Aus dem specifischen Gewicht der Erde, das 5·6 beträgt (d. h. die Erde ist 5·6 mal so schwer wie ein gleich großes Volumen Wasser) hat man im Vergleich zu dem viel geringeren Gewicht der die feste Erdrinde zusammensetzenden Gesteine (2·5—3) geschlossen, dass das Erdinnere in größerer Tiefe aus Metallmassen, besonders Eisen besteht; für diese Vermuthung spricht das Auftreten großer Eisenmassen irdischen Ursprungs in den Basaltmassen von Ufak (Grönland), die Beschaffenheit der Meteoriten, Theilen von Himmelskörpern, die in das Bereich der Anziehungskraft der Erde treten und auf sie niederfallen, und schließlich die auf spectralanalytischem Wege gewonnene Erkenntnis, dass Eisen in der Sonne und in anderen Fixsternen in bedeutenden Mengen enthalten ist.

Für die Bodenkunde ist nur der oberste Theil der festen Erdrinde von Belang; auf die sie zusammensetzenden Körper muss sich die Betrachtung beschränken.

Bestandtheile der Gesteine.

An dem Aufbau der Gesteine betheiligen sich nur in relativ untergeordneten Mengen und nur auf einzelne Gruppen beschränkt glasartig erstarrte Massen von wechselnder Zusammensetzung; zum weitaus größten Theile bestehen sie aus Mineralen, d. h. homogenen anorganischen Individuen von bestimmter chemischer Zusammensetzung oder aus entsprechenden Producten thierischer und pflanzlicher Thätigkeit.

Erster Haupttheil:

Allgemeine Eigenschaften der Gemengtheile der Gesteine und Böden.

1. Chemische Zusammensetzung der Minerale.

Alle bekannten Körper bestehen aus Stoffen, die sich durch bisher bekannte Mittel chemisch nicht weiter zerlegen lassen; man nennt diese Stoffe, von denen gegenwärtig 71 angegeben werden, Elemente. Aufgabe der Chemie ist es, zu ermitteln, aus welchen Elementen sich ein Körper aufbaut und in welchem Verhältnis diese in ihm enthalten sind.

Wasser wird durch den galvanischen Strom zersetzt; es entstehen aus ihm zwei Gase, von denen das eine brennbar ist: der Wasserstoff, das andere an sich nicht brennbar ist, aber einen eingeleiteten Verbrennungsprocess sehr lebhaft unterhält, z. B. das Glimmen eines Holzspans zu heller Flamme entfacht: der Sauerstoff. Fängt man die beiden sich entwickelnden Gase getrennt auf und wiegt die durch Zersetzung des Wassers entstandenen Mengen des Wasserstoffs und des Sauerstoffs, so ergibt sich, dass in 100 Gewichtstheilen Wasser

11·136 Gewichtstheile Wasserstoff,
88·864 Gewichtstheile Sauerstoff,

dem Gewicht nach also 7·98 mal so viel Sauerstoff wie Wasserstoff enthalten ist.

Aus Wasserstoff und Sauerstoff besteht noch eine andere Verbindung, das Wasserstoffsuperoxyd; eine Zerlegung dieser Verbindung und Wägung der entstehenden Gasmengen ergibt, dass in 100 Gewichtstheilen Wasserstoffsuperoxyd

5·896 Gewichtstheile Wasserstoff,
94·104 Gewichtstheile Sauerstoff,

also dem Gewicht nach 15·96 mal so viel Sauerstoff wie Wasserstoff enthalten ist. Es enthält also das Wasserstoffsuperoxyd auf eine gegebene Menge Wasserstoff doppelt so viel Sauerstoff wie das Wasser. Aehnliche einfache Verhältnisse sind empirisch überall festgestellt, wo zwei Elemente mehrere bestimmte Verbindungen mit einander eingehen: es gibt auf eine Einheit bezogen, für jedes Element eine bestimmte Zahl, das „Verbindungsgewicht", die maßgebend für das Mengenverhältnis ist, in dem das Element in alle seine Verbindungen eintritt; die Mengen der einzelnen Elemente jeder Verbindung stehen entweder direct im Verhältnis oder im Verhältnis einfacher Multipla dieser für sie charakteristischen Zahlen. (Dalton'sches Gesetz der multiplen Proportionen.)

Diese Gesetzmäßigkeit wird durch die Atomtheorie erklärt: jeder einfache, stofflich nur ein Element enthaltende Körper besteht aus kleinsten, physikalisch, selbstverständlich auch chemisch nicht weiter theilbaren Theilchen (Atomen), die den Raum nicht vollständig erfüllen, sondern Zwischenräume zwischen sich lassen. Die Atome eines Elementes sind unter einander gleich, die verschiedener Elemente von einander verschieden. Treten nun verschiedene Elemente zu einer Verbindung zusammen, so vereinigen sich m Atome des einen Elementes A mit n Atomen eines zweiten Elementes B, wobei m und n sehr verschiedene ganze Zahlen bedeuten können; die Verbindung baut sich auf aus kleinsten Theilen, deren jede aus m Atomen A und n Atomen B besteht. Jeder dieser kleinsten Theile der Verbindung von der Zusammensetzung $A^m B^n$ ist nicht mehr physikalisch, wohl aber chemisch weiter theilbar — derartige Massentheile werden Molekel genannt — auch sie erfüllen den Raum nicht continuierlich, sondern lassen Lücken zwischen sich.

Das Bestreben, das absolute Gewicht der kleinsten in eine chemische Verbindung eintretenden Theilchen für die verschiedenen Elemente festzustellen, war bisher erfolglos, wohl aber ist es gelungen, die relativen Atomgewichte aller Elemente, bezogen auf das Gewicht des Atoms irgend eines Elementes, zu ermitteln. Die naheliegende Vermuthung, diese relativen Werte der Atomgewichte folgten unmittelbar aus den empirisch ermittelten „Verbindungsgewichten", ist zurückzuweisen; um sie aus diesen zu berechnen, müsste die Zahl der mit einander verbundenen Atome bekannt sein. Die empirisch gefundene Thatsache, dass im Wasser auf einen Gewichtstheil Wasserstoff 7·98 Gewichtstheile Sauerstoff kommen, besagt nicht, dass auf die Atom-

größe des Wasserstoffs als Einheit bezogen, das Atomgewicht des Sauerstoffs 7·98 beträgt, sondern nur, dass im Wasser das Gewicht einer vorläufig unbekannten Anzahl von Wasserstoff-Atomen zu dem Gewicht einer gleichfalls unbekannten Anzahl von Sauerstoff-Atomen im Verhältnis von 1 zu 7·98 steht. Chemisch-physikalische Untersuchungen von höchster Bedeutung, die aber hier nicht behandelt werden können, haben thatsächlich ergeben, dass ein Atom Sauerstoff nicht 7·98, sondern 15·96 mal so schwer ist als ein Atom Wasserstoff, so dass also im Wasser doppelt so viel Atome Wasserstoff wie Sauerstoff enthalten sind.

Man hat früher allgemein als Einheit das Atom des Wasserstoffes angenommen, weil dieser das kleinste Atomgewicht der bekannten Elemente hat. Nun ist aber das Verhältnis, in dem der Wasserstoff und Sauerstoff sich zu Wasser vereinigen, noch nicht absolut genau bekannt; um Schwankungen aller für die Atomgewichte der Elemente gewonnenen Zahlen zu vermeiden, bezieht man seit einiger Zeit die übrigen Atomgewichte (auch das des Wasserstoffs) auf das Gewicht des Sauerstoffs = 16 — die Werte, die man auf diese Weise für den Wasserstoff erhält, schwanken innerhalb sehr enger Grenzen um 1, ergeben aber niemals diesen Wert selbst.

Die nachstehende Tabelle enthält unter I die auf Wasserstoff = 1, unter II die auf Sauerstoff = 16 berechneten Atomgewichte der für die Bodenkunde in Frage kommenden Elemente (ungefähr $^1/_5$ der bekannten Elemente) in alphabetischer Reihenfolge; die neben dem Namen stehenden Buchstaben sind das chemische Zeichen für das Element.

		I	II
Aluminium	Al	27·04	27·1
Calcium	Ca	39·91	40
Chlor	Cl	35·37	35·45
Eisen	Fe	55·88	56·0
Kalium	K	39·03	39·15
Kohlenstoff	C	11·97	12·00
Magnesium	Mg	24·3	24·36
Natrium	Na	22·995	23·05
Phosphor	P	30·96	31·0
Sauerstoff	O	15·96	16·00
Schwefel	S	31·98	32·06
Silicium	Si	28·3	28·4

		I	II
Stickstoff	N	14·01	14·04
Wasserstoff	H	1·000	1·01

Mit den chemischen Zeichen (H für Wasserstoff, O für Sauerstoff ꝛc.) bezeichnet man nicht nur das Element, sondern ein kleinstes Theilchen, ein Atom des Elementes, mehrere Atome durch Zufügung einer Ziffer, die entweder vor oder hinter das Zeichen, im ersteren Falle auf die Zeile, im letzteren Falle als Index unter oder über die Zeile gesetzt wird. Man schreibt also für 2 Atome Wasserstoff:

$$2\,H \text{ oder } H_2 \text{ oder } H^2.$$

Die Atome verschiedener Elemente treten nun unter günstigen Umständen zu chemischen Verbindungen zusammen. Die Anzahl der Atome, die ein Molekel einer Verbindung aufbauen, ist in den meisten, in den hier zu besprechenden Fällen, bei denen es sich nur um Verbindungen im festen Aggregatszustand handelt, fast immer unbekannt[1]); nur das Verhältnis der Anzahl der in Verbindung tretenden Atome der verschiedenen Elemente ist zu ermitteln. In der üblichen Darstellungsweise wird für die hier zu besprechenden Verbindungen nur das Verhältnis der Anzahl der das Molekel aufbauenden Atome angegeben; in der Regel schreibt man den Ausdruck mit den kleinsten Coefficienten. Im Molekel des Wassers im festen und flüssigen Zustand ist eine unbekannte Anzahl von Sauerstoff-Atomen mit der doppelten Anzahl von Wasserstoff-Atomen verbunden; der chemische Ausdruck für das Wasser lautet demnach:

$$H^2O \text{ oder } H_2O.$$

(2 HO würde etwas durchaus anderes, nämlich zweimal eine Gruppe, in der auf ein Atom Sauerstoff ein Atom Wasserstoff kommt, bedeuten.)

Bei der Zerlegung des Wassers durch den elektrischen Strom scheidet sich der Wasserstoff an dem negativen, der Sauerstoff an dem positiven Pole ab; die kleinsten in Frage kommenden Theile des Wasserstoffes sind positiv, die des Sauerstoffes negativ geladen. Entsprechend verhalten sich zahlreiche wässerige Lösungen anderer Verbindungen; man kann demnach die Elemente in elektropositive (+) und elektronegative (—) eintheilen. [Allerdings ist dieser Gegensatz nur relativ, gewisse

[1]) In dampfförmigen Körpern, z. B. Wasserdampf und bisweilen auch in Lösungen läßt sich die absolute Anzahl der Atome im Molekel direct feststellen.

Elemente verhalten sich in der Verbindung mit einem Element elektropositiv, mit einem anderen elektronegativ.] Positiv sind unter den hier angeführten Elementen H, K, Na, Ca, Mg und (mit spärlichen Ausnahmen) Al und Fe. Negativ sind O, S, P, N, C, Si. Die elektropositiven Elemente heißen *Metalle*, die negativen *Metalloide*.

Die Erfahrung hat ferner gelehrt, daſs in den natürlichen und künstlichen Verbindungen die Atome nicht in beliebigem Mengenverhältnis zusammentreten, sondern daſs auch hier ganz bestimmte Gesetzmäßigkeiten sich beobachten lassen.

Verbindet sich z. B. Chlor (Cl) und Wasserstoff (H), so zeigt die entstehende Verbindung stets die Zusammensetzung HCl, eine bestimmte Anzahl Chlor-Atome binden die gleiche Anzahl Wasserstoff-Atome an sich, jedes Chlor-Atom also ein Wasserstoff-Atom.

Andere Elemente, wie der Sauerstoff, binden bei einer Vereinigung mit Wasserstoff zwei Wasserstoff-Atome an sich: H^2O; andere, z. B. der Stickstoff (N), drei: H^3N; noch andere, wie das Silicium, vier: H^4Si.

Von der Verbindung mit H ausgehend nennt man Elemente, deren Atome sich mit je einem H (oder einem gleichwertigen Atom) verbinden, *einwertig*; Elemente, deren Atome mehr Atome H beanspruchen, heißen je nach der Anzahl der erforderten H *zweiwertig*, *dreiwertig*, *vierwertig*. Die *Wertigkeit* (*Valenz*) eines Elementes wird durch eine römische Zahl über dem Symbol des Elementes oder durch Striche, die von diesem Symbol ausgehen, angegeben.

Einwertig sind von den oben angeführten Elementen Cl, K, Na, H.

Zweiwertig sind Ca, Fe*, Mg, O, S.

Dreiwertig sind Al, Fe*, P, N.

Vierwertig sind C, Si.

[So bequem die Valenzlehre sehr viele, für die hier verfolgten Zwecke sogar wohl alle Erscheinungen erklärt, muſs doch darauf aufmerksam gemacht werden, daſs sie nicht in allen Fällen ausreicht. Sowohl aus dem Wechsel der Valenz — Fe muſs in bestimmten Verbindungen zweiwertig, in anderen dreiwertig $Fe\equiv$ oder nach anderer Auffassung vierwertig $\overset{Fe\equiv}{\underset{Fe\equiv}{|}}$ angenommen werden — wie auch aus dem Vorkommen von selbständigen Verbindungen nach der Art des Kohlenoxydes $\overset{IV}{C}=\overset{II}{O}$, zu deren Erklärung angenommen werden muſs, daſs unter Umständen Valenzen überhaupt nicht in Wirksamkeit

treten, geht hervor, daſs die Verhältniſſe nicht ſo einfach liegen. In den meiſten Fällen genügt jedoch dieſe Auffaſſungsweiſe zur Erklärung.]

Es können nun in einem Molekel an die Stelle von Atomen eines Elementes Atome eines anderen treten, und zwar findet dieſe Vertretung ſtatt nach Maßgabe der Valenz jedes Elementes. Eine Anzahl Atome eines einwertigen Elementes wird durch eine gleichgroße Anzahl Atome eines anderen einwertigen Elementes vertreten, von Atomen eines zweiwertigen Elementes tritt der Zahl nach nur die Hälfte, von dreiwertigen nur ein Drittel als Vertretung einer beſtimmten Zahl einwertiger Elemente ein u. ſ. f. Die eintretenden Atome brauchen dabei weder einer Art noch von derſelben Wertigkeit ſein: vier einwertige Atome können durch vier andere einwertige, oder zwei zweiwertige, oder ein dreiwertiges und ein einwertiges Atom erſetzt werden. — Eine durchaus gleiche Rolle wie die Atome der Elemente ſpielen Atomgruppen, die aus Atomen beſtehen, deren Valenzen ſich nicht gegenſeitig geſättigt haben (Radicale). Die nur in Verbindungen auftretende für ſich allein unmögliche Gruppe $OH(-\overset{II}{O}-\overset{I}{H})$ hat eine freie Valenz und verhält ſich in Verbindungen durchaus wie ein einwertiges Element, ebenſo die Gruppe $AlO(-\overset{III}{Al}=\overset{II}{O})$, während die Gruppe $AlOH(=\overset{III}{Al}-\overset{II}{O}-\overset{I}{H})$ zwei freie Valenzen beſitzt und ſich demgemäß wie ein zweiwertiges Atom verhält.

Die chemiſchen Verbindungen der Elemente mit Sauerſtoff nennt man Oxyde, die der Elemente mit Schwefel Sulfide. Die Verbindungen der Elemente mit H oder H und O ſind nach dem elektrochemiſchen Verhalten der Elemente verſchieden. Derartige Verbindungen eines elektronegativen Elementes heißen Säuren; ſie beſitzen die Eigenſchaft, ein oder mehrere Waſſerſtoff-Atome nach Maßgabe der Valenz durch elektropoſitive Atome (Metalle) oder elektropoſitive Atomgruppen (Radicale) vertreten zu laſſen; bei den entſprechenden Verbindungen der elektropoſitiven Elemente, den ſog. Baſen, findet eine Erſetzung der Waſſerſtoff-Atome durch elektronegative Atome, reſp. Radicale ſtatt. Verbindungen, beſtehend aus Säuren, deren Waſſerſtoff ganz oder theilweiſe durch Metall-Atome oder elektropoſitive Radicale erſetzt ſind, heißen Salze. Die Salze werden nach den Säuren eingetheilt; die für die Lehre von der Zuſammenſetzung des Bodens wichtigſten ſind die Salze der

Salzſäure (Chlorwaſſerſtoffſäure) ClH,
Salpeterſäure . . . . . NO^3H,

Kohlensäure . . . . . CO^3H^2,
Schwefelsäure . . . . . SO^4H^2,
Phosphorsäure . . . . . PO^4H^3

und der verschiedenen Kieselsäuren:

Orthokieselsäure . . . . SiO^4H^4,
Metakieselsäure . . . . . SiO^3H^2,

sowie der wichtigsten der Polykieselsäuren, der Trikieselsäure $Si^3O^8H^4$.

Die Säuren heißen nach der Zahl der ersetzbaren Wasserstoff-Atome einbasisch (Salzsäure, Salpetersäure), zweibasisch (Kohlensäure, Schwefelsäure, Metakieselsäure), dreibasisch (Phosphorsäure), vierbasisch (Orthokieselsäure, die Trikieselsäure $Si^3O^8H^4$).

2. Physikalische Eigenschaften der Minerale.

A. Das specifische Gewicht.

Für jeden chemisch homogenen Körper ist das Gewicht charakteristisch, das einer einen bestimmten Raum erfüllenden Menge dieses Körpers zukommt. Als Maß gilt ein Cubikcentimeter, als Einheit das Gewicht eines Cubikcentimeters Wasser (von 4° C.) = ein Gramm. Die Zahl, die angibt, wie vielmal schwerer ein Körper ist als das gleiche Volumen Wasser (oder den wievielten Theil von diesem Gewicht es beträgt), gibt gleichzeitig das Gewicht eines Cubikcentimeters dieser Substanz in Grammen an; sie heißt das specifische Gewicht.

Das specifische Gewicht der Minerale schwankt in den weitesten Grenzen; die Reihe der specifischen Gewichte beginnt, wenn man gewisse Kohlenwasserstoffe zu den Mineralen rechnet, mit Werten unter 1, also mit Mineralen, die leichter sind als Wasser, und steigt bis zu 23 (Iridium). Das specifische Gewicht der gesteins- und bodenbildenden Minerale liegt in wesentlich engeren Grenzen, gewöhnlich zwischen 2·1 und 3·5; nur sehr wenig Componenten gehen über diese Zahl hinaus.

Bezüglich der Bestimmung des specifischen Gewichtes durch directe Wägung und mit Anwendung des Pyknometers muss auf die Lehrbücher der Physik verwiesen werden; beide Methoden verlangen die Anwendung einer sehr genauen Wage, die erste außerdem noch größere Stücke des zu untersuchenden Körpers, als in der Regel bei der Untersuchung von Gesteinen und Böden zur Verfügung stehen.

Einer viel weiteren Anwendung fähig ist die Bestimmung des

specifischen Gewichtes durch sogenannte schwere Flüssigkeiten, von denen hier besonders zwei, die Thoulet'sche und die Klein'sche Lösung in Betracht kommen.[1]) Beide Lösungen lassen sich in jedem Verhältnis mit Wasser verdünnen, so dass sich Lösungen vom Maximalgewicht dieser Flüssigkeiten (bei der Thoulet'schen 3·1—3·2, bei der Klein'schen 3·3—3·6) bis zum specifischen Gewicht 1 herab herstellen lassen. Zur Bestimmung des specifischen Gewichtes irgend eines Körpers bringt man diesen in die Lösung und verdünnt diese solange, bis das Korn an jeder Stelle in der Lösung stehen bleibt, ohne zu steigen oder zu sinken. Das specifische Gewicht der Lösung, das man durch die Westphal'sche Wage oder durch Indicatoren, d. h. Körper von bekanntem specifischem Gewicht bestimmt, ist dann auch das specifische Gewicht der untersuchten Substanz.

Eine andere sehr wichtige Verwendung der schweren Flüssigkeiten kann hier nur angedeutet werden: man bedient sich der Lösungen, um Gemenge aus verschiedenen und daher auch verschiedenes specifisches Gewicht besitzenden Substanzen zu trennen. Das Gemenge wird soweit zerkleinert, dass jedes Körnchen nur aus einer Substanz besteht, der Staub, der sich beim Zerschlagen gebildet hat, abgespült und das Körnergemisch in die schwere Flüssigkeit eingetragen. Die Theile, die specifisch schwerer sind als die Lösung, sinken und werden vom Grunde des Gefäßes durch geeignete Vorrichtungen abgelassen, dann wird die Lösung verdünnt, bis ein anderer Theil der Körner zu Boden sinkt und durch Fortsetzung des Verfahrens eine Trennung der verschiedenen Substanzen erreicht. Ueber die Ausführung dieses Verfahrens, die Gefäße und die erforderlichen Vorsichtsmaßregeln, wie auch über die Grenzen der Möglichkeit muss auf die Fachliteratur (Rosenbusch I 227—250, Zirkel I 93—108 ꝛc.) verwiesen werden.

B. Eigenschaften der krystallisierten Körper.

Der größte Theil der die Gesteine aufbauenden Verbindungen besitzt nun, wie sehr viele natürlich vorkommende und künstlich dargestellte feste Verbindungen überhaupt, eine Reihe von Eigenschaften in ihren Cohäsions-Verhältnissen, in ihrem Verhalten gegen Licht,

[1]) Die Thoulet'sche Lösung ist eine Lösung von Jod-Kalium (KJ) und Jod-Quecksilber (HgJ^2), die Klein'sche ist eine Lösung von Kadmium-Boro-Wolframiat von der Formel $2\,H^2O \cdot 2\,CdO \cdot B^2O^3 \cdot 9\,WO^3 + 16\,H^2O$. Beide sind im Handel käuflich.

Wärme ꝛc., die auf einen regelmäßigen inneren Bau, auf eine gesetzmäßige Anordnung der Molekel schließen lassen. Als Grundzug dieser gesetzmäßigen Anordnung kann man zwei durch die Erfahrung erkannte Eigenschaften bezeichnen:

1. Irgend eine physikalische Eigenschaft wechselt ihrer Größe nach in einem derartigen Gebilde mit der Richtung nach bestimmten Gesetzen.

2. Alle parallelen Linien und Ebenen zeigen jede Eigenschaft quantitativ und qualitativ durchaus gleich.

Kommt die regelmäßige Anordnung der Molekel morphologisch auch in der Begrenzung des Körpers durch natürliche ebene Flächen zum Ausdruck, was bei ungehindertem Wachsthum stets eintritt, so nennt man ein derartiges Individuum einen Krystall; ist die natürliche Begrenzung verloren gegangen (durch mechanische oder chemische Einflüsse), oder ist sie trotz regelmäßiger Anordnung der Molekel durch Platzmangel infolge Vorhandenseins älterer oder gleichalteriger Individuen nicht zur Entwickelung gelangt, so werden die so entstandenen Bildungen krystallin genannt. Legt man dagegen das Hauptgewicht auf das Vorhandensein der gesetzmäßigen Anordnung der Molekel, so kann man jeden Körper, der diese Anordnung besitzt, ohne Rücksicht auf die äußere Umgrenzung krystallisiert nennen. Krystalle sind dann die vollkommen ausgebildeten Individuen; diejenigen, bei denen die regelmäßige Umgrenzung durch Verhältnisse während der Bildung verhindert wurde, heißen unvollkommen ausgebildet, die durch mechanische oder chemische Einflüsse ihrer ursprünglichen Umgrenzung beraubten heißen Krystallfragmente.

1. Morphologie der Krystalle.

Die Morphologie der Krystalle, die Lehre von der natürlichen gesetzmäßigen Umgrenzung der Krystalle, beruht auf mehreren durch die Erfahrung gewonnenen Sätzen. An jedem Krystall schneiden sich entsprechende, d. h. gleichliegende Flächen stets unter demselben Winkel, ohne Rücksicht auf die Größe und dementsprechend auch auf die Gestalt der Flächen (Constanz der Flächenwinkel).

Eine Krystallform ist demnach der Inbegriff einer Anzahl ebener Flächen, die einander unter bestimmten Winkeln schneiden; jede krystallisierte Substanz besitzt eine ihr eigenthümliche durch die Flächenwinkel

charakterisierte Gestalt, die bei jedem Individuum derselben Substanz unbekümmert um die absolute Größe der Individuen oder die relative ihrer sie begrenzenden Flächen wiederkehrt — maßgebend ist also nur die Lage der Flächen gegeneinander.

Jede Fläche ist nach ihrer Lage im Raum bestimmt, wenn drei in ihr liegende Punkte bekannt sind; man bezieht daher jede Ebene auf drei beliebig gewählte sich in einem Punkt schneidende Linien, ein dreizähliges Axenkreuz, und gibt an, in welcher Entfernung vom gemeinsamen Schnittpunkt die Ebene die drei Arme des Axenkreuzes schneidet. Da nun für eine Kryſtallfläche nur ihre Richtung im Raume, nicht ihre Stelle von Belang ist, genügt zu ihrer Festlegung die Angabe des Verhältnisses der absoluten Längen. Aus dem gleichen Grunde folgt, daſs im allgemeinen jede Kryſtallfläche eine parallele Gegenfläche hat, also jede Kryſtallfläche im allgemeinen als Flächenpaar auftritt. Wählt man nun an irgend einem Kryſtall drei an ihm auftretende (oder mögliche) Kanten und denkt sich ihnen parallel im Mittelpunkt des Kryſtalls ein Axenkreuz construiert, so zeigen alle an diesem resp. einem anderen Kryſtall derselben Substanz auftretenden Flächen sehr einfache Verhältnisse. Eine für alle Flächen angestellte Berechnung der Verhältnisse der Entfernungen (vom Mittelpunkt des Axenkreuzes aus), unter denen die Flächen die drei Arme des Axenkreuzes schneiden, ergibt nämlich, daſs auf jeder der drei Axen die Entfernungen der auf ihr liegenden verschiedenen Schnittpunkte (vom Mittelpunkte aus), sich durch rationale Zahlen ausdrücken lassen. (Gesetz der Rationalität der Axenschnitte.) Die Berechnung wird aus den gemessenen Flächenwinkeln mit Hilfe der sphärischen Trigonometrie ausgeführt.

In der Regel sind die Verhältnisse der Axenschnitte nicht nur rational, sondern sogar durch einfache ganze Zahlen ausdrückbar, an deren Stelle für den Fall, daſs eine Fläche einer oder zwei Axen parallel läuft, der Wert unendlich $= \infty$ tritt.

Durch die Beobachtung der Symmetrieverhältnisse, die aber immer nur mit Bezug auf die Flächenwinkel und die Anordnung der Flächen, niemals unter Berücksichtigung der Größe und Gestalt der Flächen an einem Kryſtall geprüft werden,[1]) ist die Gesammtheit der

[1]) Ein Würfel im kryſtallographischen Sinne (ein von drei unter sich gleichwertigen rechtwinkelig aufeinander stehenden Flächenpaaren begrenzter Körper

Krystalle in 6 Krystallsysteme (in neuester Zeit durch Zweitheilung eines Systems auch in 7 Systeme) getheilt worden, die wieder nach ihren Symmetrieverhältnissen in eine Anzahl Classen zerfallen. Die Theorie lehrt, dass 32 Classen auf Grund der Symmetrieverhältnisse möglich sind; Beispiele sind für fast alle Classen bekannt und trotz überaus zahlreicher untersuchter Krystalle ist kein Krystall gefunden, der nicht in eine dieser Classen hineinpasst.

Die sechs Krystallsysteme (mit ihren 32 Abtheilungen) lassen sich von einem höheren Gesichtspunkt aus nach ihren Symmetrieverhältnissen in drei Gruppen theilen, die sich durch ihr physikalisches Verhalten, besonders durch das Verhalten der Krystalle gegen Licht durchgreifend von einander unterscheiden.

Eine Richtung im Krystall, um welche die Theile des Krystalls derartig angeordnet sind, dass bei einer Drehung um diese Richtung eine der Anfangsstellung entsprechende Stellung (eine congruente Deckstellung) vor Vollendung der Umdrehung eintritt, heißt eine Symmetrieaxe. Die Größe des Winkels, um den man drehen muss, um die congruente Deckstellung zu erreichen, und somit die Zahl der Deckstellungen, die bei einer vollen Umdrehung um 360° eintreten, ist maßgebend für die Zähligkeit der Symmetrieaxe: ist eine Drehung um 180° erforderlich, so ist die Symmetrieaxe zweizählig, bei einer Drehung von 120° dreizählig, genügt eine Drehung von 90°, so ist sie vierzählig und bei einer Drehung von 60° sechszählig; andere Symmetrieaxen kommen bei Krystallen nicht vor. Die mehr als zweizähligen Symmetrieaxen heißen Haupt-Symmetrieaxen. Es sind nun die Abtheilungen eines, nämlich des höchst symmetrischen Systems, durch die Anwesenheit von mindestens drei Haupt-Symmetrieaxen charakterisiert (das reguläre System), zwei Systeme besitzen nur eine Haupt-Symmetrieaxe (das tetragonale und das hexagonale System), drei Systeme besitzen keine Haupt-Symmetrieaxe (das rhombische mit drei gemeinen Symmetrieaxen, das monosymmetrische mit einer, das asymmetrische ohne jede Symmetrieaxe). Diese drei Gruppen sind von einander durch das Verhalten der in sie gehörenden Krystalle gegen das Licht zu unterscheiden; es ist somit die Zugehörigkeit eines krystallisierten Körpers zu

---

der 9 Symmetrieebenen besitzt, d. h. durch 9 verschiedene Ebenen so getheilt werden kann, dass sich die entstehenden Hälften wie Bild und Spiegelbild verhalten), kann ebensowohl als Tafel, wie als lange dünne Säule erscheinen.

einer der drei Gruppen auch bei dem Fehlen jeder Kryſtallform nachzuweiſen.

Individuen derſelben kryſtalliſierten Subſtanz verwachſen bisweilen geſetzmäßig und ſymmetriſch und bilden ſogenannte Zwillinge; an der Grenze zwiſchen den beiden Individuen entſtehen dann ſehr oft einſpringende Winkel. Dieſe Erſcheinung iſt ſehr wichtig zur Unterſcheidung der beiden Hauptgruppen der für die Bodenbildung wichtigſten Minerale, der Feldſpate: die ſog. Plagioklaſe ſind charakteriſiert durch wiederholte, ſogenannte polyſynthetiſche Zwillingsbildung; ein ſcheinbar einheitlicher Kryſtall beſteht aus zahlreichen kleinen derartig nebeneinander gelagerten Individuen, daſs dem erſten Individuum das 3., 5. u. ſ. w. Individuum parallel ſteht und dieſe ſämmtlich ſich in Zwillingsſtellung zu den unter ſich parallelen Individuen 2, 4, 6 u. ſ. w. befinden. Auf einer beſtimmten Kryſtallfläche macht ſich dieſe polyſynthetiſche Zwillingsbildung durch eine deutliche Rieſung geltend; jede Rieſe entſpricht einem einſpringenden Winkel, den zwei benachbarte in Zwillingsſtellung zueinander befindliche Individuen bilden. Den Kalifeldſpaten fehlt dieſe Rieſung.

So wichtig nun die Lehre von der Geſtalt der Kryſtalle an ſich wie auch für die Kenntnis und das Erkennen der natürlich vorkommenden anorganiſchen Subſtanzen, der Minerale iſt, ſo muſs den Zwecken des vorliegenden Buches entſprechend doch von einem weiteren Eingehen auf dieſe Wiſſenſchaft abgeſehen werden. Die äußere Geſtalt gelangt zu ungeſtörter Entwickelung faſt nur bei ſchwebend ausgebildeten und aufgewachſenen Kryſtallen. In der Geſteinswelt und beſonders im Boden ſind derartige Ausbildungen ſelten und ſelbſt wenn vollkommen ausgebildete Kryſtalle in Geſteinen auftreten, ſo ſind ihre Flächen durch Anlagerung anderer Minerale und andere ſtörende Einflüſſe nur in überaus ſpärlichen Fällen für eine exacte morphologiſche Unterſuchung geeignet. Es muſs und kann hier daher genügen, bei der Beſprechung der die Geſteine zuſammenſetzenden Minerale den Habitus der äußeren Geſtalt, wie ſie thatſächlich zur Wahrnehmung gelangt, zu beſchreiben.

2. Phyſikaliſche Eigenſchaften der Kryſtalle.

a) Spaltbarkeit.

Eine andere Eigenſchaft der Kryſtalle, die gleichfalls auf der geſetzmäßigen Anordnung der Molekel beruht, iſt die Spaltbarkeit, die Fähigkeit, ſich nach einer oder mehreren ebenen Flächen trennen zu

lassen. Da in jedem Krystall parallele Ebenen sich gleich verhalten, so kann die Trennung an jeder beliebigen Stelle des Krystalls vorgenommen, also auch die ebene Trennungsfläche (Spaltungsfläche) an jeder beliebigen Stelle des Krystalls dargestellt werden. Die Zahl der Ebenen, nach denen eine Spaltbarkeit vorhanden ist, die Winkel, den beim Vorhandensein mehrerer derartiger Ebenen diese miteinander bilden, die größere oder geringere Vollkommenheit der Spaltbarkeit sind vorzügliche Hilfsmittel für die Bestimmung der Minerale und umso wertvoller für diesen Zweck, weil sie von der Ausbildung des Krystalls vollkommen unabhängig sind und daher in Fragmenten und unvollkommen ausgebildeten krystallisierten Individuen ebenso beobachtet werden können wie in Krystallen.

Den Grad der Spaltbarkeit bemisst man nach der größeren oder geringeren Leichtigkeit, mit dem sich die Spaltungsflächen erzeugen lassen und nach der Beschaffenheit der Spaltungsflächen. Bringt ein in beliebiger Richtung auf einen krystallisierten Körper geführter Schlag Spaltungsstücke hervor, an denen vollkommen glatte und ebene Spaltungsflächen auftreten, so ist der Körper sehr vollkommen spaltbar; sind die Flächen weniger glatt und eben, oder genügt ein in beliebiger Richtung geführter Schlag nicht mehr zur Erzeugung der Spaltungsflächen, sondern muss der Schlag auf einen in der Richtung der Spaltbarkeit eingesetzten Meißel geführt werden, so ist die Spaltbarkeit mittelmäßig; kommt die Spaltbarkeit schließlich nur andeutungsweise oder durch Anwendung besonderer Hilfsmittel (Erhitzen und nachfolgende plötzliche Abkühlung) zum Ausdruck, so ist sie sehr unvollkommen und für das Mineral der Mangel einer erkennbaren Spaltbarkeit charakteristisch.

In sehr vielen Fällen sind die Gemengtheile des Bodens oder eines Gesteines zu klein, um unmittelbar die Prüfung auf Spaltbarkeit zu gestatten. Man zerstampft dann die Körner und prüft unter dem Mikroskop (am besten aus später zu besprechenden Gründen unter Einbettung der Splitter in etwas Wasser), ob die Splitter von ebenen Flächen begrenzt werden oder nicht. Werden ganze Seiten der Splitter von einheitlichen ebenen Flächen eingenommen, so ist die Spaltbarkeit vollkommen; treten sie nur an Theilen der Seiten auf, während andere Theile unregelmäßig begrenzt sind, so ist die Spaltbarkeit mäßig, und fehlen die ebenen Theile völlig, so ist die Spaltbarkeit schlecht.

In anderer Weise ist die Spaltbarkeit bei der überaus wichtigen Untersuchung der Gesteine in durchsichtigen Plättchen, sogenannten

Dünnschliffen[1]) zu beobachten. Infolge der Erschütterung beim Schleifen entstehen in jeder im Dünnschliff liegenden Platte, die aus einem spaltbaren Mineral geschnitten ist, Risse, die den Durchschnitten der Ebene der Spaltbarkeit mit der Schnittfläche entsprechen. Je vollkommener die Spaltbarkeit ist, desto enger stehen die Risse nebeneinander und desto gleichmäßiger laufen sie durch das ganze Mineralplättchen hindurch; bei weniger vollkommener Spaltbarkeit entstehen sie in weiteren Zwischenräumen und gehen nicht mehr durch das Plättchen hindurch, sondern anastomosieren, d. h. das Ende eines Spaltungsrisses ist mitten im Mineral durch einen regellosen Sprung mit dem Anfang eines anderen Spaltungsrisses verbunden; sie fehlen endlich ganz bei nicht spaltbaren Mineralen.

Nach der Richtung des Schnittes zur Ebene der Spaltbarkeit kommt diese verschieden deutlich zum Ausdruck; sie erscheint umso besser, je mehr sich die Lage des Schnittes der auf der Spaltbarkeit senkrecht stehenden Ebenen nähert, umso weniger gut, je schiefer der Schnitt geführt ist. Die Beobachtung eines Plättchens eines Minerales gestattet also nur dann einen Rückschluss auf den Grad der Spaltbarkeit, wenn diese in der Platte vollkommen erscheint — irgend eine Schnittlage, die in einem schlecht oder mäßig spaltbaren Mineral die Spaltbarkeit gut erscheinen lässt, gibt es natürlich nicht — erscheint aber die Spaltbarkeit in dem einen Plättchen unvollkommen, so kann die Spaltbarkeit des Minerales doch vollkommen sein und nur der untersuchte Schnitt schief gegen die Spaltbarkeit geführt sein. In einem Dünnschliff sind die wesentlichen, das Gestein hauptsächlich zusammensetzenden Minerale gewöhnlich in zahlreichen Individuen vertreten, die

[1]) Die Herstellung eines Dünnschliffs geschieht in folgender Weise: Aus dem Gesteinsstück wird eine dünne Platte mittels einer Schneidemaschine herausgeschnitten oder mit dem Hammer ein Splitter abgeschlagen; dieser Splitter wird auf einem Schleifstein mit Schmirgel von abnehmender Korngröße auf einer Seite eben geschliffen und poliert, durch Canadabalsam mit der polierten Seite auf einem Objectglas festgekittet und dann wieder mit Schmirgel von abnehmender Größe, zum Schluss auf einer Glasplatte mit ganz feinem Schmirgel solange geschliffen, bis das Präparat die erforderliche Dünne (0·025—0·05 *mm*) erreicht hat — man kann dann durch das Präparat kleine Druckschrift lesen. Das gereinigte Plättchen wird dann mit einem Tropfen Canadabalsam überzogen und mit einem dünnen Gläschen gedeckt. Näheres über die Herstellungen der Präparate siehe Rosenbusch I Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine I 6—14, 1892. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie I 20—29, 1893. [Die Herstellung von Dünnschliffen wird auch von mechanischen Werkstätten übernommen.]

meiſtens unregelmäßig angeordnet ſind und daher von dem Schnitt in verſchiedenen Richtungen getroffen werden; eine Unterſuchung mehrerer ſich durch andere gemeinſame Eigenſchaften und Uebergänge als einem Mineral zugehörig erweiſender Plättchen läſst dann den Grad der Spaltbarkeit ſicher erkennen.

Noch wichtiger iſt die Unterſuchung mehrerer Plättchen im Dünnſchliff zur Beſtimmung der Art der Spaltbarkeit. Für das Weſen wie für die Beſtimmung der Minerale iſt es von höchſter Bedeutung, ob eine Spaltbarkeit nach einer, nach zwei oder mehr Ebenen vorhanden iſt. Eine Platte, die parallel einer Spaltungsrichtung geſchnitten iſt, kann dieſe natürlich nicht durch Riſſe zum Ausdruck kommen laſſen; die Platte ſieht aus, als ob ſie aus einem nicht ſpaltbaren Mineral geſchnitten wäre. Erſt die Beobachtung, daſs keines der dieſem Mineral angehörigen Plättchen Spaltungsriſſe zeigt, berechtigt zu dem Schluſs, daſs Spaltbarkeit nicht vorhanden iſt. Iſt nie mehr als ein Syſtem von parallelen Riſſen zu beobachten, ſo beſitzt das Mineral nur eine Spaltungsebene, beim Vorhandenſein von zwei Spaltungsebenen weiſen alle Plättchen, die mit den beiden Spaltungsrichtungen parallele Durchſchnittskanten bilden, nur ein Syſtem von parallelen Riſſen auf, alle anderen zeigen zwei ſich ſchneidende Syſteme, deren Winkel und deren Vollkommenheit mit der Lage des Schnittes wechſeln u. ſ. w.

Die Spaltbarkeit erklärt ſich aus der Thatſache, daſs der Widerſtand der Theile gegen eine Trennung (die Cohäſion) in jedem kryſtalliſierten Körper mit der Richtung wechſelt; es ſind ſomit in jedem kryſtalliſierten Körper Maxima und Minima der Cohäſion vorhanden. Auf jeder Spaltungsfläche ſteht nun ein Minimum der Cohäſion ſenkrecht, da ſenkrecht zu den Spaltungsflächen die leichteſte Trennung der Molekel ſtattfindet. Die Vollkommenheit der Spaltbarkeit iſt von der größeren oder geringeren Verſchiedenheit der Cohäſionsmaxima und Minima abhängig.

b) **Bruch.**

Je geringer nun die Unterſchiede der Maxima und Minima der Cohäſion bei einem Mineral ſind, deſto deutlicher treten bei ihnen durch Zertrümmerung Bruchflächen auf, die bei allen Mineralen entſtehen, bei den gut ſpaltbaren aber nicht ſo häufig und charakteriſtiſch zur Anſchauung kommen. Die für die hier zu beſprechenden Minerale wichtigſte Art iſt der muſchelige Bruch — die Bruchflächen haben muſchelähnliche Vertiefungen, reſp. Erhöhungen; außerdem unterſcheidet

man ebenen und unebenen Bruch, sowie nach der Beschaffenheit der Bruchfläche glatten, hakigen, splitterigen Bruch (die Bruchfläche zeigt kleine halbabgelöste Splitter) sowie bei Aggregaten erdigen Bruch (die Bruchfläche erscheint matt und staubig).

c) Härte.

Unter Härte versteht man den Widerstand, den die Oberfläche eines Körpers dem Eindringen eines anderen festen Körpers entgegensetzt. Da bei einem derartigen Eindringen die Cohäsion überwunden werden muss, so folgt unmittelbar, dass bei einer krystallisierten Substanz in demselben Individuum der Grad der Härte von der Lage der Fläche, oft sogar von der Richtung auf der Fläche, in der die Härte geprüft wird, abhängt.

Bei den die Gesteine und den Boden bildenden Mineralen sind diese Unterschiede in der Regel nicht so bedeutend, dass eine Bestimmung der mittleren Härte nicht ausreichte. Das Problem, die Härte der festen Körper exact zu bestimmen, ist noch nicht vollständig gelöst; als Kennzeichen für die Minerale genügt jedoch eine sehr leicht ausführbare approximative Bestimmung. Nach dem Vorgange von Mohs nimmt man eine Scala von 10 Mineralen von steigender Härte an, bezeichnet die Härtegrade dieser Minerale mit den Zahlen von 1 bis 10 und prüft, welchem Härtegrad das zu untersuchende Mineral entspricht, resp. zwischen welchen beiden Graden seine Härte steht.

Die zehn Glieder der Härtescala sind:

Härtegrad 1 = Talk $H^2Mg^3Si^4O^{12}$.
„ 2 = Gips $CaSO^4 + 2H^2O$ (oder = Steinsalz NaCl).
„ 3 = Kalkspat $CaCO^3$.
„ 4 = Flussspat CaF^{2*}).
„ 5 = Apatit $Ca^5P^3O^{12}[F^*)Cl]$.
„ 6 = Kalifeldspat (sog. Orthoklas) $K^2Al^2Si^6O^{16}$.
„ 7 = Quarz SiO^2.
„ 8 = Topas $Al^2Si(O,F^2)^5$.
„ 9 = Korund Al^2O^3.
„ 10 = Diamant C.

(Die letzten drei Grade 8—10 kommen für die Bestandtheile der Gesteine und der Böden nicht in Betracht.)

*) F ist das Symbol für das Element Fluor, ein dem Chlor nahestehendes, gleichfalls einwertiges Element.

Man versucht, mit den Vertretern der niederen Grade anfangend, mit welchem Gliede der Scala man einen Ritz auf dem zu untersuchenden Minerale hervorzubringen vermag; das geritzte Mineral hat dann jedenfalls einen niederen Härtegrad. Man versucht dann, ob sich das nächst niedrige Glied der Scala von dem zu untersuchenden Mineral ritzen läßt; ist dies nicht der Fall, so hat das Mineral die Härte dieses Scalagliedes, läßt sich ein Ritz hervorbringen, so steht die Härte des Minerales zwischen den beiden Graden der Scala. Ein Mineral, das von Flußspat geritzt wird, Kalkspat aber nicht ritzt, hat die Härte 3 (abgekürzt H = 3); ein anderes Mineral, das von Flußspat geritzt wird und seinerseits Kalkspat ritzt, steht zwischen der dritten und der vierten Stufe, seine Härte wird durch die Zahl 3·5 ausgedrückt (H = 3·5). — Gewöhnlich lassen sich approximative Härtebestimmungen mit noch einfacheren Hilfsmitteln ausführen: der Fingernagel ritzt Körper, deren Härte die Stufe 2 nicht übersteigt, eine Kupfermünze hat ziemlich genau die Härte des Kalkspates = 3, Fensterglas ist fast so hart wie Apatit, Härte also annähernd 5, ein gutes Stahlmesser ritzt gerade noch Kalifeldspat, von dem es deutlich selbst geritzt wird, seine Härte ist also ungefähr 6.

Bei allen Versuchen muss man sich überzeugen, ob dem beim Ritzen entstandenen Strich wirklich eine Vertiefung entspricht; wenn nämlich das Glied der Härtescala weicher ist als das zu prüfende Mineral, so können sich von ihm Theilchen loslösen und somit auf der Fläche des Minerales Striche entstehen, die ungefähr dem Strich eines Bleistiftes (Graphit) auf Papier entsprechen.

Bei diesen Versuchen kann man noch eine andere Eigenschaft der Minerale feststellen: springt das durch das Ritzen entstehende Pulver fort, was in den meisten Fällen geschieht, so ist das Mineral *spröde*; bleibt das Pulver liegen, so nennt man den Körper *mild*. (*Geschmeidige* Minerale, d. h. solche, in die der härtere Körper ohne Erzeugung von Pulver eindringt, finden sich unter den hier zu besprechenden Gesteins- und Bodencomponenten nicht.)

Eine andere Gruppe von Cohäsionsphänomenen beobachtet man bei dem Versuch, dünne Plättchen und Säulchen eines Minerales zu biegen. Wird eine durch das Biegen erzeugte Formveränderung nicht mehr rückgängig gemacht, so heißt der Körper *biegsam*, stellt sich auch nach starker Biegung die ursprüngliche Gestalt wieder her, so hat

der Körper eine hohe elastische Vollkommenheit.[1]) [Spröde s. o. ist ein Körper, der schon durch eine geringe Formveränderung zerbrochen wird (ohne Rücksicht auf die zu dieser geringen Formveränderung aufzuwendende Kraft), hart ein Körper, dessen Theile nur durch relativ große Kräfte verschoben werden können, weich ein Körper, bei dem zu diesem Zwecke schon relativ kleinere Kräfte genügen.]

d) Optische Eigenschaften.

Von den überaus charakteristischen Eigenschaften, die die Minerale in ihrem Verhalten gegen das Licht erkennen lassen, sind ohne Anwendung optischer Instrumente drei Gruppen wahrzunehmen, die man als Farbe, Durchsichtigkeit und Glanz zusammenfasst.

1. Farbe, Durchsichtigkeit (Pleochroismus), Glanz.

Die Farbe eines Minerales darf in ihrer Bedeutung nicht überschätzt werden, da viele Minerale nicht eine Eigenfarbe zeigen, also nicht idiochromatisch, sondern durch oft nur in Spuren beigemengte Substanzen gefärbt (allochromatisch) sind.

So erscheint der an sich farblose Quarz SiO^2 sehr oft milchweiß, grau, schwarz, gelb, roth, violett, ohne dass seine chemische Zusammensetzung und seine übrigen Eigenschaften in irgend bemerkenswerter Weise abgeändert wären; bei manchen gefärbten Mineralen konnte die Ursache der Färbung überhaupt noch nicht ermittelt werden. Sehr häufig beobachtet man, dass Minerale durch Entstehung von Zersetzungsproducten eine Aenderung ihrer Färbung erfahren; der an sich farblose Kalifeldspat erscheint durch beginnende Zersetzung überaus oft weiß, röthlich, grünlich.

Die Durchsichtigkeit, d. h. die Fähigkeit, Licht in größerer oder geringerer Menge durch sich hindurchgehen zu lassen, kann gleichfalls durch färbende und trübende Beimengungen in einem und demselben Mineral sehr verschieden hohen Grad zeigen; die Menge des durchgelassenen Lichtes ist ferner, am deutlichsten bei farbigen Substanzen, von der Dicke des untersuchten Körpers abhängig. Daher sind die Begriffe durchsichtig und undurchsichtig keine Gegensätze: Minerale, die in größeren Individuen schwarz und undurchsichtig erscheinen,

[1]) Diese Eigenschaft wird gewöhnlich fälschlich mit dem Worte elastisch bezeichnet.

werden in genügend dünnen Splittern mit verschiedenen Farben durchsichtig.[1])

[Gleichfalls eine Absorptionserscheinung, die unter günstigen Verhältnissen bei deutlicher Entwickelung ohne Instrumente wahrgenommen werden kann, zu ihrem Studium aber und in all den Fällen, die hier in Betracht kommen, des Nachweises durch Instrumente bedarf, ist der Pleochroismus, d. h. die Eigenschaft zahlreicher Minerale, in verschiedenen Richtungen merklich mit verschiedener Farbe und in verschiedenem Grade durchsichtig zu sein.]

Wichtiger als Farbe und Durchsichtigkeit ist für die Erkennung der Minerale der Glanz. Unter Glanz versteht man den Eindruck, den die Oberfläche eines Körpers auf den Beschauer macht, wenn von der Farbe abgesehen wird; der Grad des Glanzes, von starkglänzend bis matt, ist von der größeren oder geringeren Glätte der Oberfläche abhängig und daher auch bei derselben Substanz wechselnd; umso charakteristischer ist aber die Art des Glanzes. An glatten Krystallflächen unterscheidet man drei Arten des Glanzes, deren Erscheinungsweise, so gut es durch Worte überhaupt möglich ist, durch ihre Namen charakterisiert wird: Metallglanz (nur bei undurchsichtigen Körpern), Diamantglanz, Glasglanz. Metallglanz und Diamantglanz tritt nur an ebenen Flächen auf; Glasglanz findet sich auch an Bruchflächen. Bei einigen muschelig brechenden Mineralen tritt auf den Bruchflächen ein sehr charakteristischer Fettglanz auf; die Flächen erscheinen wie mit Oel bestrichen. Perlmutterglanz findet sich nur bei durchsichtigen Mineralen auf Flächen, denen eine vollkommene Spaltbarkeit oder ein Aufbau aus dünnen Blättchen entspricht, Seidenglanz nur auf Flächen, die zwei sich schneidenden Spaltungsrichtungen entsprechen, oder bei Körpern, die sich aus Fasern aufbauen.

Andere überaus charakteristische Eigenschaften der Minerale in ihrem Verhalten gegen Licht lassen sich nur mit Hilfe von optischen Instrumenten wahrnehmen. Wir beginnen mit der Brechung des Lichtes.

2. Brechung des Lichtes.

Ein Lichtstrahl erfährt beim Eintritt aus einem durchsichtigen Medium in ein zweites (wenn er nicht senkrecht auf die Trennungs-

[1]) Es gibt wohl keinen völlig undurchsichtigen Körper; selbst die Metalle lassen bei genügender Dünne der Plättchen so viel Licht hindurchtreten, dass es beobachtet werden kann: Gold wird z. B. in ganz dünnen Plättchen mit grüner Farbe durchsichtig.

fläche auffällt) eine Ablenkung von der im ersten Medium eingeschlagenen Richtung, eine Brechung, und zwar wird er entweder auf das Einfallsloth, eine im Eintrittspunkt des Strahles in das zweite Medium auf der Trennungsfläche errichtete Senkrechte, zugebrochen, oder von ihm weggebrochen; das Einfallsloth, der einfallende und der gebrochene Strahl liegen stets in einer Ebene. Dasjenige Medium, in dem der Strahl mit dem Einfallsloth einen kleineren Winkel bildet, heißt das optisch dichtere, dasjenige in dem der Winkel, den der Lichtstrahl und das Loth einschließen, größer ist, der optisch dünnere. (In

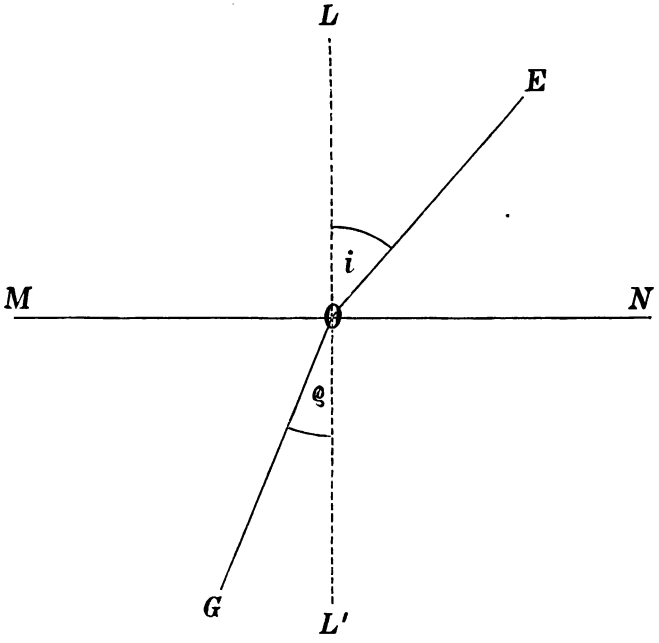


Fig. 1.

Figur 1 ist M N die Grenzfläche zwischen den beiden Medien, E O der einfallende, G O der gebrochene Strahl; L O L' das Einfallsloth, der Winkel i oder E O L der Einfallswinkel, der Winkel ϱ oder G O L' der Brechungswinkel.

In allen Substanzen ist die Größe des Brechungswinkels von der Größe des Einfallswinkels abhängig; in jeder Substanz besteht eine für alle Einfallswinkel giltige Beziehung zwischen der Größe des Einfalls- und des Brechungswinkels und dieses constante Verhältnis

ist für die Substanz charakteristisch. Dieses constante Verhältnis heißt der Brechungsexponent; als Maß wird die Ablenkung benützt, die ein aus Luft in ein durchsichtiges Medium eintretender Strahl erfährt — ist die Ablenkung von der Richtung des Strahles in Luft groß, so ist die Substanz stark lichtbrechend, ist sie schwach, so ist die Substanz schwach lichtbrechend.[1])

Jede Bewegung verfolgt hinläufig und rückläufig denselben Weg; wenn also in Fig. 1 oder Fig. 2 der Lichtstrahl GO aus dem stärker

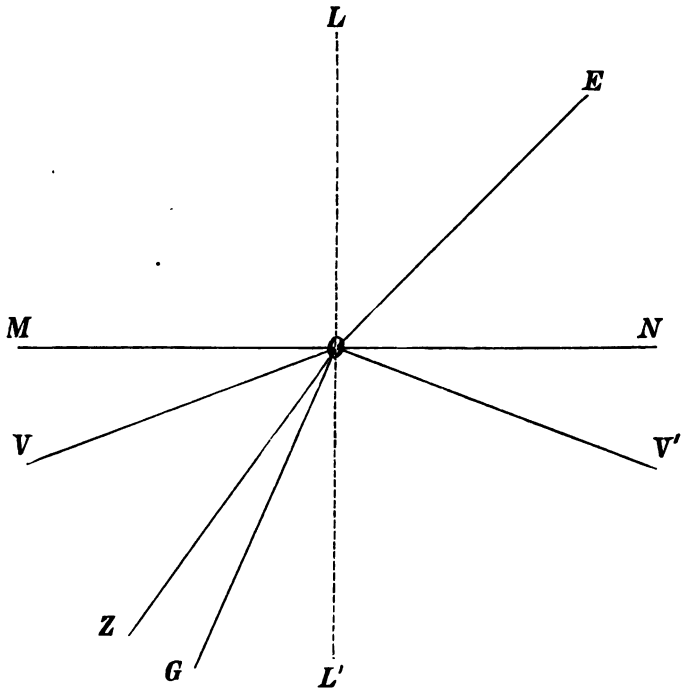


Fig. 2.

[1]) Das bei derselben Substanz für alle Winkel constante und für jede Substanz charakteristische Verhältnis des Einfalls- und Brechungswinkels, der Brechungsexponent (gewöhnlich mit dem Buchstaben n bezeichnet), ist der Quotient aus dem Sinus des Brechungswinkels in den Sinus des Einfallswinkels $\frac{\sin i}{\sin \rho} = n$; der Wert n irgend einer Substanz ist umso größer, je kleiner der zu einem Einfallswinkel gehörige Brechungswinkel ist, da die Größe eines Winkels und seines Sinus im directen Verhältnis stehen. Für die meisten Minerale liegt der Brechungsexponent zwischen 1·4 und 2, für die wichtigsten gesteins- und bodenbildenden Minerale zwischen 1·4 und 1·8.

lichtbrechenden Medium heraustritt, so schlägt er in dem schwächer lichtbrechenden Medium die Richtung O E ein. Ein Lichtstrahl, der aus dem schwächer lichtbrechenden in das stärker lichtbrechende Medium mit einem Einfallswinkel von 90°, also parallel der Grenzfläche auffallend mit streifender Incidenz eintritt, schlägt in der stärker lichtbrechenden Substanz eine andere Richtung, z. B. O Z ein, die mit dem Einfallsloth den größten in dieser Substanz möglichen Brechungswinkel bildet, der aber immer kleiner als ein Rechter sein muss. Umgekehrt wird ein Lichtstrahl, der in der Richtung O Z aus dem stärker brechenden Medium auf die Grenzfläche auffällt, parallel der Grenzfläche in der Richtung O N austreten. Jeder Strahl, der in derselben Substanz unter einem größeren Winkel als Z O L' auf die Grenzfläche auffällt, z. B. der Strahl V O kann nicht mehr aus dem stärker brechenden in das schwächer brechende Medium hineingelangen; er wird an der Grenzfläche total reflectiert. Der größte Einfallswinkel, der einen Austritt in das schwächer brechende Medium gestattet, heißt der Grenzwinkel; er wird von dem Loth und dem Strahl gebildet, der parallel der Grenzfläche austritt.[1]) In dem vorliegenden Fall ist der Winkel Z O L' der Grenzwinkel.

Aus diesen Verhältnissen erklären sich eine Reihe von Erscheinungen, die bei mikroskopischer Untersuchung von Mineralkörnchen und Plättchen wahrgenommen werden und erkennen lassen, ob die einzelnen Körnchen stark oder schwach lichtbrennenden Substanzen angehören.

Bettet man Mineralkörnchen in Wasser, besser noch in Oel oder Canadabalsam ein und untersucht ein derartiges Praeparat im Mikroskop, so erscheint die Oberfläche der stark lichtbrechenden Substanzen rauh und runzelig (chagriniert), die der schwach lichtbrechenden glatt und eben.

Die Oberflächen aller Körner sind rauh, wenn sie auch unserem Gefühl glatt erscheinen; man beobachtet die Rauhheit, wenn der Körper stärker lichtbrechend ist als seine Umgebung, weil auf die rauhe

[1]) Der Grenzwinkel einer stärker lichtbrechenden Substanz gegen die schwächer lichtbrechende ist der Brechungswinkel im stärker lichtbrechenden Medium, der dem Einfallswinkel von 90° entspricht; er lässt sich also durch den Brechungsexponenten ausdrücken:

$$\frac{\sin 90^0}{\sin \rho} = n \,.\, \frac{\sin \rho}{\sin 90^0} = \frac{1}{n}\,. \quad \text{Da } \sin 90^0 = 1, \text{ so ist } \sin \rho = \frac{1}{n}.$$

Grenzfläche viele Strahlen unter Winkeln auffallen, die größer sind als der Grenzwinkel, und demgemäß aus dem Körper nicht herausgelangen können, sondern total reflectiert werden; die Oberfläche des Körpers hebt sich daher durch ihre geringe Lichtstärke von der Umgebung ab und wird in ihren Einzelheiten sichtbar. Ist hingegen der eingebettete Körper schwächer oder eben so stark lichtbrechend wie seine Umgebung, so kann jeder Strahl aus ihm in die Umgebung austreten; seine Oberfläche unterscheidet sich also in ihrer Lichtstärke in keiner Weise von ihrer Umgebung und erscheint demgemäß glatt und eben. Natürlich erscheint derselbe Körper, in Substanzen von verschiedener Lichtbrechung eingebettet, verschieden; man kann daher an einem Korn annähernd die Lichtbrechung bestimmen, wenn man es nacheinander in Substanzen von verschiedener bekannter Lichtbrechung einbettet, bis seine rauhe Oberfläche nicht mehr erkennbar ist. Gewöhnlich begnügt man sich mit einer Einbettung in Canadabalsam, der einen für die Unterscheidung der gesteinsbildenden Minerale sehr günstigen Brechungsexponenten besetzt ($n = 1{\cdot}536$); Kalifeldspat ist schwächer, Quarz nur sehr wenig stärker lichtbrechend als er. Substanzen die in Canadabalsam eine deutlich runzelige Oberfläche erkennen lassen, gehören zu den stark lichtbrechenden Mineralen.

Will man unter dem Mikroskop die Körner auf Spaltbarkeit (vergl. S. 19 ff.) untersuchen, so ist die Beschaffenheit der Oberfläche, d. h. das Vorhandensein oder Fehlen von glatten Ebenen in der Umgrenzung ausschlaggebend; man muß also die Oberflächen deutlich sehen und bettet die Körner daher in ein schwach lichtbrechendes Medium, gewöhnlich Wasser ($n = 1{\cdot}34$) ein, da der sehr große Unterschied der Lichtgeschwindigkeit in Luft und Mineral der Beobachtung gleichfalls nicht günstig ist.

Untersucht man nicht einzelne Mineralkörnchen, sondern eine dünne aus einem Gestein geschliffene Platte, einen sogenannten Dünnschliff unter dem Mikroskop, so kann man, abgesehen von der Beschaffenheit der Oberfläche, noch andere für die Größe der Brechungsexponenten charakteristische Merkmale beobachten. Stark lichtbrechende Minerale erscheinen greller beleuchtet, als die schwächer brechenden Substanzen, sie ragen ferner infolge einer optischen Täuschung scheinbar aus der Oberfläche des Schliffes heraus, erscheinen also dicker, und ihre Ränder sind infolge der Totalreflexion gegenüber schwächer lichtbrechenden an sie anstoßenden Mineralen dunkel; — diese dunklen Ränder sind umso

breiter, je größer der Unterschied der Brechungsexponenten der beiden sich berührenden Minerale ist.

Es wurden bisher nur die optischen Verhältnisse in Substanzen betrachtet, in denen ein einfallender Lichtstrahl gebrochen wurde, aber als ein einziger Lichtstrahl seinen (von der ursprünglichen Richtung abweichenden) Weg fortsetzte, die sogenannte einfach brechenden Körper. Einfach brechend sind alle nicht krystallisierten Körper, sowie diejenigen Krystalle, die dem höchst symmetrischen Krystallsystem, dem regulären (oder den höchst symmetrischen Abtheilungen) angehören.

Doppelbrechung.

Alle krystallisierten nicht regulären Körper zerlegen einen eintretenden Lichtstrahl (E O) im allgemeinen in zwei verschieden

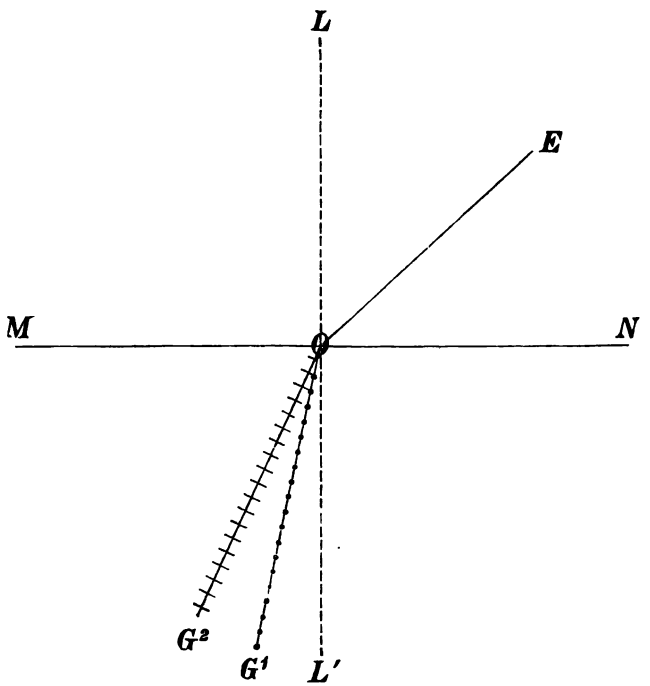


Fig. 3.

stark gebrochene (O G¹ und O G²); sie werden deshalb doppelbrechend genannt.

Bekannt ist diese Erscheinung vom Kalkspat (Ca C O³), der in

seinen wasserhellen Varietäten (dem sogenannten Doppelspat) infolge seiner starken Doppelbrechung, d. h. infolge der sehr verschieden großen Ablenkung der beiden entstehenden Strahlen, jede durch ihn betrachtete Figur im allgemeinen doppelt erscheinen läßt. Nur wenige Substanzen sind so stark doppelbrechend und kommen in so großen durchsichtigen Individuen vor, wie der Kalkspat, daß die directe Wahrnehmung der Doppelbrechung möglich ist; ein Mittel, die Doppelbrechung auch bei geringen Graden und vor allem in dünnen Plättchen oder Körnchen festzustellen, würde die rasche Unterscheidung der amorphen und der regulär krystallisierten Körper von den übrigen ermöglichen, ein Weg, den Grad der Doppelbrechung annähernd zu schätzen, würde ein sehr wertvolles Mittel zur Erkennung der einzelnen Minerale im Dünnschliff sein. Diese Möglichkeiten sind durch Anwendung des polarisierten Lichtes bei mikroskopischer Untersuchung von Körnchen und Dünnschliffen gegeben.

3. Polarisation des Lichtes.

Das von der Sonne oder anderen Lichtquellen ausgehende Licht pflanzt sich bekanntlich nach der herrschenden Theorie durch Schwingungen fort, die auf der Fortpflanzungsrichtung senkrecht stehen und die Aethertheilchen in allen Richtungen senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung (in allen Azimuthen) in Schwingung versetzen. Durch Reflexion unter Winkeln, die für verschiedene reflectierende Substanzen verschieden groß sind, sowie durch Doppelbrechung in krystallisierten (nicht regulären) Substanzen erhält das Licht für unser Auge direct nicht wahrnehmbare, aber durch Instrumente nachweisbare Eigenschaften, die sich nur durch die Annahme erklären lassen, daß die Schwingungen senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung nicht mehr in allen Azimuthen, sondern nur noch in einer einzigen Ebene stattfinden. Man nennt Licht, das zur Erklärung seiner Eigenschaften dieser Annahme bedarf, (geradlinig) polarisiert.

Zur Untersuchung im polarisierten Licht bedient man sich allgemein des nach seinem Erfinder genannten Nicol'schen Prismas, das lediglich in einer einzigen Ebene schwingendes Licht heraustreten läßt.[1]) Tritt nun das austretende polarisierte Licht in ein zweites

[1]) Ueber die Theorie des Nicol'schen Prismas vergleiche die Lehr- und Handbücher der Physik, Krystallographie, Mineralogie und Petrographie; das Wesen dieses eben so geistreich erdachten wie einfachen Apparates beruht darauf, daß von

Nicol'ſches Prisma, ſo geht es ungehindert hindurch, wenn die beiden Inſtrumente parallel ſtehen; dreht man das eine Prisma gegen das andere, ſo wird mit zunehmender Drehung die Menge des durchgelaſſenen Lichtes kleiner, bis ſchließlich bei einer Drehung von 90° kein Licht mehr aus dem oberen Nicol'ſchen Prisma herausgelangen kann. In dieſer Stellung ſind die Nicol'ſchen Prismen (gewöhnlich kurz Nicols genannt) gekreuzt. Befindet ſich nun ein einfach brechender Körper (amorph oder regulär kryſtalliſiert) zwiſchen gekreuzten Nicols, ſo bleibt das Geſichtsfeld dunkel; es wird die Schwingungsrichtung des aus dem erſten Nicol, dem ſogenannten Polariſator kommenden Lichtes in dem Körper nicht verändert und dieſes daher in dem zweiten Nicol, dem ſogenannten Analyſator, total abſorbiert, gleich als wenn gar kein Körper zwiſchen den gekreuzten Nicols läge — eine Aenderung der Lage des Körpers, eine Drehung um 360° in der Ebene ſenkrecht zur Fortpflanzungsrichtung des Lichtes ändert an der Erſcheinung gar nichts; einfach brechende Körper erſcheinen zwiſchen gekreuzten Nicols in jeder Stellung dunkel.

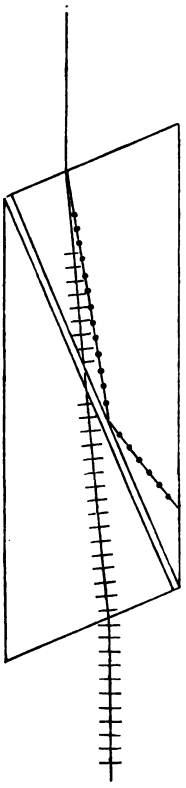


Fig. 4.
Nicol'ſches Prisma.
(Nach Riecke.)

Die aus einem doppelbrechenden, alſo nicht dem regulären Syſtem angehörigen Kryſtall geſchnittenen Plättchen verhalten ſich im allgemeinen zwiſchen gekreuzten Nicols anders. Dreht man ſie um 360° in der Ebene ſenkrecht zur Fortpflanzungsrichtung des Lichtes, ſo erſcheinen ſie in 4 um je 90° von einander entfernten Stellungen dunkel, in allen übrigen hell, und zwar am hellſten in den um 45° von der Dunkelſtellung entfernten Poſitionen. Dunkel erſcheint eine doppelbrechende Platte, wenn die Richtungen, in denen die beiden in der Platte entſtehenden Strahlen ſchwingen, parallel den

---

den zwei durch Doppelbrechung in einem Kalkſpat entſtehenden ſenkrecht aufeinander polariſierten Strahlen der eine auf eine Schicht von Canadabalſam unter einem Winkel auffällt, der größer iſt als der Grenzwinkel, alſo total reflectiert und an der dunklen Faſſung des Prismas abſorbiert wird, während der zweite Strahl ungehindert durch den Canadabalſam hindurchgehen kann. (Vergl. Fig. 4.)

Schwingungsrichtungen der Nicols liegen; es geht dann der aus dem Polarisator heraustretende Lichtstrahl ohne Aenderung der Schwingungsrichtung durch die Platte hindurch und wird daher, als ob er aus einem amorphen oder regulären Körper käme, im Analysator an der Schicht von Canadabalsam total reflectiert und absorbiert.

Diese Dunkelstellung ist ein vorzügliches Mittel, um ein doppelbrechendes Korn auf seine Homogenität zu prüfen; ist ein scheinbar einheitliches Korn aus verschiedenen Individuen zusammengesetzt, so erscheinen die Theile des Kornes in verschiedenen Stellungen dunkel, bei einer Drehung tritt also nicht gleichzeitig Dunkelheit ein, sondern die Theile werden nach einander dunkel.

Besteht ein scheinbar einheitlicher Körper aus mehreren gesetzmäßig verwachsenen Individuen, ist also ein polysynthetischer Zwilling, wie dies oben von einer Gruppe der Feldspate beschrieben wurde, so müssen die gleich orientierten Individuen zwischen gekreuzten Nicols gleichzeitig auslöschen, während die gegen die erste Gruppe in Zwillingsstellung befindlichen hell erscheinen müssen und ihrerseits in einer anderen Stellung dunkel werden. Man erblickt also zwei Systeme von Streifen, die mit einander abwechseln; jedes System erscheint in einer bestimmten Stellung dunkel, während das andere hell erscheint.

Gesteinstheile, die aus so feinkörnigen Substanzen bestehen, daſs im Schliff mehrere Individuen über einander liegen, lassen auch bei stärksten Vergrößerungen die einzelnen Componenten nicht deutlich erkennen, da niemals das optische Verhalten *eines* Individuums beobachtet werden kann. Es tritt demnach an keiner Stelle und in keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols Dunkelheit ein; wenn ein Individuum dunkel erscheint, sind die darüber oder darunter liegenden Individuen hell; daher ist bei einer Drehung des Tisches eine sich annähernd gleichbleibende mittlere Helligkeit zu beobachten.

Für die Erkennung von Mineralen unter dem Mikroskop ist bisweilen die Kenntnis des *Winkels* wichtig, den die *Auslöschungsrichtungen*, d. h. diejenigen Richtungen im Krystall, die parallel und senkrecht zu den Schwingungsrichtungen der Nicols stehen müssen, damit Dunkelheit eintritt, mit *krystallographisch ausgezeichneten Richtungen*, im Dünnschliff besonders mit den Spaltungsrissen bilden. Zu dieser Bestimmung ist der Tisch des Mikroskopes mit einer Eintheilung in Grade versehen, jede Stellung des Tisches kann an einer feststehenden Marke abgelesen werden, außerdem sind die

Schwingungsrichtungen der Nicols durch ein Fadenkreuz im Ocular angegeben. Es werden nun die Spaltungsrisse einem Faden des Fadenkreuzes parallel gestellt, die Stellung des Tisches an der Marke abgelesen, sodann der Tisch gedreht, bis das Object dunkel erscheint und diese Stellung wieder abgelesen; die Differenz zwischen beiden Positionen ergibt den gesuchten Winkel. Natürlich kommen hierbei für die Begriffe „groß" und „klein" nur die Winkel zwischen 0^0 und 45^0 in Betracht, da jede doppelbrechende Substanz bei einer vollen Drehung 4mal dunkel wird; es muss daher, wenn man aus der Anfangsstellung um das Complement des gemessenen Winkels im entgegengesetzten Sinne dreht, wieder Dunkelheit eintreten.

4. Interferenz des Lichtes.

In jeder anderen Stellung erscheint die doppelbrechende Platte hell, aber bei der Untersuchung in weißem Licht nicht etwa farblos bei farblosen Mineralen oder bei gefärbten in der Farbe des Minerals, sondern in sogenannten Interferenzfarben. Die Interferenzfarben (bekannte durch Interferenz hervorgebachte Erscheinungen sind die bunten Farben der Seifenblasen, der irisierender Gläser, dünner Oelschichten auf Wasser, das Farbenspiel des edlen Opals, der Perlmuttersubstanz ꝛc.) entstehen bei der angegebenen Untersuchung von Krystallplatten dadurch, dass an jedem Punkte der Oberfläche der Platte infolge der Zerlegung der eintretenden Strahlen zwei Strahlen austreten, die in der Platte senkrecht zu einander schwingend verschiedene Wege mit verschiedener Geschwindigkeit zurückgelegt haben.

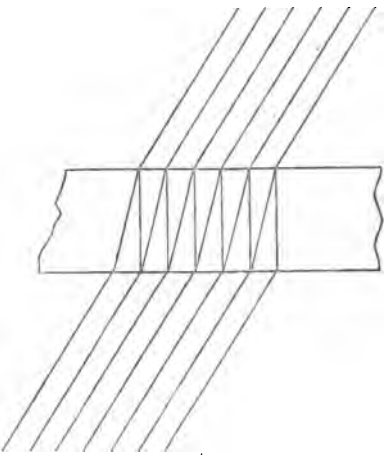


Fig. 5.

Durch den Analysator werden beide Strahlen zu Schwingungen in derselben Ebene veranlasst, in der einzigen Ebene nämlich, in der das Nicol'sche Prisma Schwingungen gestattet. Da sich allgemein Wellen, deren Gangunterschied eine halbe Wellenlänge oder ein ungerades Vielfaches einer halben Wellenlänge beträgt, aufheben, so werden aus

dem weißen Licht diejenigen Farben, für die gerade dieser Gangunterschied durch die doppelbrechende Platte zustande kommt, ausgelöscht und die Platte erscheint demgemäß farbig. Das Plättchen erscheint in der ganzen Ausdehnung in derselben Farbe, wenn es gleichmäßig dick ist, sonst in verschiedenen Farben, da bei wechselnder Dicke natürlich auch der Gangunterschied der beiden an einem Punkte austretenden und im Analysator zur Interferenz gebrachten Strahlen verschieden groß ist und die Auslöschung somit für Licht von verschiedener Wellenlänge stattfinden muss.

Die mit der Größe des Gangunterschiedes der beiden interferierenden Strahlen wechselnden Farben sind in Ordnungen eingetheilt; man unterscheidet (nach zunehmendem Gangunterschied angeordnet):

Farben erster Ordnung:

Eisengrau
Hellgrau
Weißlich
Hellgelb
Gelb
Braungelb
Roth.

Farben zweiter Ordnung:

Blau
Grün
Gelb
Roth.

Farben dritter Ordnung:

Blau
Grün
Grünlichgelb
Roth.

Es folgen (bisweilen als vierte Ordnung bezeichnet)

Mattpurpur
Graugrün

und schließlich

Weiß höherer Ordnung.

(Von der Angabe der Farben-Nuancen, von denen über 40 unterschieden werden, musste hier abgesehen werden.)

Die Größe des Gangunterschiedes der beiden durch Doppelbrechung in einer Platte entstehenden Strahlen hängt von zwei Factoren ab, der Dicke der Platte (mit zunehmender Platte vergrößert sich naturgemäß der Gangunterschied der beiden Strahlen) und der **Größe der Doppelbrechung**, d. h. der Differenz der Ablenkung, welche die beiden entstehenden Strahlen erleiden. Bestimmend für die Ablenkung eines Strahles in irgend einer Substanz ist der Brechungsexponent für diesen Strahl; das Maß der Doppelbrechung irgend einer Substanz ist also die Differenz der Brechungsexponenten der in ihr sich bewegenden Strahlen. Die Höhe der Doppelbrechung ist unabhängig von der Höhe der Lichtbrechung; stark lichtbrechende Körper können schwach doppelbrechend (Apatit) und schwach lichtbrechende stark doppelbrechend sein (Kalkspat). Die Höhe der Doppelbrechung ist für die verschiedenen Minerale sehr charakteristisch und ein wichtiges Hilfsmittel zur Bestimmung; für unsere Zwecke bedarf es jedoch nicht einer exacten Feststellung des Zahlenwertes der Doppelbrechung, sondern wie bei der Lichtbrechung genügt in den meisten Fällen die Erkenntnis, ob die Doppelbrechung hoch, von mittlerer Höhe oder niedrig ist.

Aus der Höhe der Interferenzfarbe ist zunächst unmittelbar kein Schluss auf die Größe der Doppelbrechung zu ziehen, da die Farbe ebenso von der Dicke der Platte abhängt — aus jeder doppelbrechenden Substanz lässt sich theoretisch ein Keil herstellen, der der Reihe nach sämmtliche Interferenzfarben zeigt — es würde also der sehr umständlichen Messung der Dicke bedürfen, um die Farbe verwerten zu können. Unter der Voraussetzung, dass die aus verschiedenen Substanzen hergestellten Platten gleich dick sind, kann man jedoch mittelbar annähernd die Höhe der Doppelbrechung schätzen: bei gleicher Dicke werden die stärker doppelbrechenden Körper im allgemeinen höhere Interferenzfarben zeigen. Die Voraussetzung gleicher Dicke trifft in einem richtig hergestellten Dünnschliff wenigstens für nahe bei einander liegende Individuen zu (bisweilen sind Mitte und Ränder des Schliffes verschieden dick); es lassen sich somit im Dünnschliff durch die Interferenzfarben die relativ stärker und die schwächer doppelbrechenden Substanzen unterscheiden. Man kann ferner, wenn man irgend **ein** Mineral an seinen sonstigen Eigenschaften erkannt hat, durch Vergleich der Interferenzfarben dieses Minerales von bekannter Doppelbrechung mit den Interferenzfarben der anderen auf die absolute Höhe der Doppelbrechung in diesen noch nicht erkannten Substanzen Schlüsse ziehen. Für die Bestimmung

loſer Körner iſt dieſe Art der Unterſuchung wenig geeignet — eine Meſſung der Dicke wäre dann unerläſslich — ſie bleibt am beſten auf Dünnſchliffe beſchränkt.

In guten Schliffen (circa 0·03 *mm* dick) zeigen ſchwach doppelbrechende Subſtanzen die niedrigſten grauen Farben erſter Ordnung, diejenigen von mittlerer Doppelbrechung Farben erſter Ordnung von klarerem Grau durch Weißlich bis zum Hellgelb, ſtark doppelbrechende gelbe bis rothe Farben erſter Ordnung, bisweilen bis in das Blau zweiter Ordnung hinein. Subſtanzen, die in den meiſten Schnitten Farben zweiter Ordnung zeigen, ſind ſchon ſehr ſtark doppelbrechend, noch ſtärker doppelbrechende Subſtanzen, die ſelbſt im Dünnſchliff das Weiß höherer Ordnung zeigen, ſind unter den geſteinsbildenden Mineralen weſentlich nur durch die Carbonate (Kalkſpat, Dolomit) vertreten. Die niedrigſten und die höchſten Interferenzfarben ſind unmittelbar zu erkennen: die Farben grau bis hellgelb ſind auf die erſte Ordnung beſchränkt, das Weiß höherer Ordnung findet ſich unter den Farben der vier Ordnungen nicht. Blau und Grün treten in der erſten Ordnung nicht auf, ſind alſo direct als höhere Interferenzfarben zu erkennen, nur Gelb und Roth laſſen ſich unmittelbar nicht ihrer Höhe nach ſchätzen. Ein Verfahren, um ganz allgemein und objectiv die Höhe einer durch Doppelbrechung entſtandenen Interferenzfarbe zu beſtimmen, beruht auf folgender Erwägung: Beſtimmend für die Höhe der Interferenzfarbe iſt die Größe des Gangunterſchiedes der beiden in der doppelbrechenden Platte entſtehenden Strahlen; eine Verringerung des Gangunterſchiedes muſs alſo ein Sinken der Interferenzfarbe hervorrufen. Dieſe Verringerung erzeugt man, indem man eine zweite doppelbrechende Subſtanz zwiſchen Object und Analyſator derartig einſchaltet, daſs der in der unteren Platte ſchneller ſchwingende Strahl in der eingeſchobenen langſamer, umgekehrt der in dem zu unterſuchenden Object langſamer ſchwingende Strahl in der eingeſchobenen Platte ſchneller ſchwingt. Bedient man ſich eines doppelbrechenden Keiles, ſo kann man für jede durch Interferenz entſtandene Farbe eine Stelle im Keil finden, die den Gangunterſchied der beiden in der zu unterſuchenden Platte entſtandenen Strahlen aufhebt; beginnt man mit der Einführung des dünnen Endes des Keiles und ſchiebt ſolange weiter, bis Dunkelheit eintritt, ſo kann man aus der Art und Anzahl der auftretenden Interferenzfarben an der Hand der oben gegebenen Reihe die Höhe der urſprünglichen Interferenzfarbe der Platte direct ermitteln.

Beobachtungen mit dem Polarisations-Mikroskop.

Für diese Beobachtung wie für die mikroskopische Untersuchung der Gesteine überhaupt dient das Polarisations-Mikroskop; von den gewöhnlichen Mikroskopen unterscheidet es sich durch den drehbaren Tisch, auf den das Präparat gelegt wird, sowie durch Vorrichtungen, die gestatten, unter dem Präparat ein Nicol'sches Prisma (den Polarisator) und über dem Präparat ein zweites unter 90° gegen den Polarisator gedrehtes Nicol, den Analysator, anzubringen. Der Polarisator wird, auch wenn man auf das polarisierte Licht keinen Wert legt, im allgemeinen nicht entfernt, da er die Beobachtungen in keiner Weise stört; der Analysator wird, wenn die Untersuchung bei gekreuzten Nicols vorgenommen werden soll, entweder über das Ocular gestülpt oder zwischen Ocular und Objectiv seitlich eingeschoben. Zwischen Ocular und Objectiv befindet sich ferner unter 45° gegen die Schwingungsrichtungen der Nicols ein Schlitz zur Einführung des doppelbrechenden Keiles.

a) Beobachtungen in parallelem polarisiertem Licht.

Zur Bestimmung der Höhe der Interferenzfarbe werden die Nicols gekreuzt und das zu untersuchende Plättchen auf das Maximum der Helligkeit eingestellt. Zu diesem Zwecke sucht man zunächst die Dunkelstellung des Plättchens und dreht den Tisch mit dem Plättchen um 45°. Jetzt führt man in den Schlitz den Keil (mit dem dünnen Ende voran) ein und beobachtet, ob die Farben sinken oder steigen. Bei sinkenden Farben kann die Höhe in der angegebenen Weise bestimmt werden; steigen die Farben, so wird in der gewählten Stellung der Gangunterschied der Strahlen im Keil erhöht, eine Verminderung und schließlich die Vernichtung des Gangunterschiedes erhält man dann unbedingt, wenn man entweder den Keil in einer auf der ersten senkrecht stehenden Richtung einführt, oder das Präparat mit dem Tisch um 90° dreht.

In seiner einfachsten Form, lediglich durch den Polarisator und die Drehbarkeit des Objecttisches von den gewöhnlichen Mikroskopen verschieden, dient das Polarisations-Mikroskop zur Bestimmung des Pleochroismus. Da der Polarisator nur in einer Richtung schwingendes Licht in das Object entsendet, so wird ein geschliffenes Plättchen oder ein in irgend einer Stellung auf dem Objectträger befestigtes Körnchen bei einer Drehung des Tisches nach einander in verschiedenen

Richtungen von dem Licht durchsetzt; die größten Farben- und Intensitäts-Unterschiede im durchfallenden Licht treten in der Platte in zwei Stellungen auf, die um 90° von einander entfernt sind. Die Beobachtung hat nun gelehrt und die Theorie bestätigt die Beobachtung als allgemeine Regel, dass bei isotropen (amorphen und regulären) Substanzen niemals ein Pleochroismus auftritt, dass bei den quadratischen und hexagonalen Krystallen die Art der Absorption in zwei Richtungen verschieden ist und dass bei den rhombischen, monosymmetrischen und asymmetrischen Krystallen in drei auf einander senkrecht stehenden Richtungen verschiedene Farben zur Wahrnehmung kommen können.

Theoretisch muss jede doppelbrechende Substanz mit der Richtung des durchfallenden Lichtes wechselnde Absorption besitzen; bei farblosen Mineralen sind jedoch die Unterschiede direct nur bei starker Doppelbrechung zu beobachten und auch bei farbigen Mineralen kann der Pleochroismus sehr verschieden stark zur Geltung kommen.

Art und Grad des Pleochroismus sind in der angegebenen Weise ebenso leicht zu beobachten, wie wichtig zur Bestimmung der Minerale.

b) Beobachtungen in convergentem polarisiertem Licht.

Durch eine kleine Veränderung kann das Polarisations-Mikroskop in ein sogenanntes Polarisations-Instrument umgewandelt werden, das gestattet, die doppelbrechenden Substanzen in zwei durchaus verschiedene Gruppen zu zerlegen, in die optisch einaxigen und die optisch zweiaxigen Krystalle, und für jede krystallisierte doppelbrechende Substanz die Zugehörigkeit zu einer dieser beiden Gruppen nachzuweisen.

Während im allgemeinen jeder nicht reguläre Krystall einen eintretenden Lichtstrahl in zwei zerlegt, gibt es in jeder doppelbrechenden Substanz eine oder zwei Richtungen, in denen ein eintretender Lichtstrahl nicht zerlegt wird, sondern als ein einziger Strahl ohne Veränderung seiner Schwingungsrichtung hindurchgeht. Richtungen einfacher Strahlenbrechung in doppelbrechenden Körpern heißen optische Axen, doppelbrechende Körper mit einer derartigen Axe optisch einaxig, solche mit zwei derartigen Axen optisch zweiaxig. Optisch einaxig sind die Krystalle mit einer krystallographischen Hauptaxe (s. S. 18), also die tetragonalen und hexa-

gonalen Körper, optisch zweiaxig diejenigen ohne Hauptaxe, also die rhombischen, monosymmetrischen und asymmetrischen Körper.

Untersucht man einen aus einem optisch einaxigen Körper senkrecht zur optischen Axe (und da optische Axe und krystallographische Hauptaxe zusammenfallen, somit auch senkrecht zu dieser) hergestellten Schnitt, so erscheint die Platte zwischen gekreuzten Nicols bei einer vollen Umdrehung des Tisches dunkel, ist also zunächst nicht von einer isotropen Platte zu unterscheiden. Bringt man nun aber, um aus dem Mikroskop ein Polarisations-Instrument herzustellen, auf dem Polarisator eine Sammellinse an, so dass nicht mehr paralleles polarisiertes Licht, sondern ein Lichtkegel, also convergentes polarisiertes Licht in die Platte eintritt, und entfernt das Ocular des Mikroskopes, so erblickt man zwischen gekreuzten Nicols nicht mehr die Platte selbst, sondern das sogenannte Axenbild, zu dessen Beobachtung man ein starkes Objectiv verwenden muss: es erscheint ein schwarzes Kreuz, das bei genügender Dicke der Platte, im Dünnschliff nur bei stark doppelbrechenden Substanzen von farbigen Ringen umgeben ist und das bei einer vollen Drehung des Tisches seinen Platz nicht verändert. Ist die Platte in irgend einer anderen Richtung geschnitten, so erblickt man in irgend einer Stellung des Tisches nur einen Theil des Kreuzes oder auch nur ein Stück von einem Balken des Kreuzes; bei der Drehung des Tisches verschiebt sich der Balken parallel mit sich selbst, tritt aus dem Gesichtsfeld und wird von dem zweiten Balken abgelöst, der rechtwinkelig zu dem ersten in das Gesichtsfeld eintritt und sich gleichfalls parallel mit sich bei der fortgesetzten Drehung des Tisches verschiebt.

Eine Platte senkrecht zu einer optischen Axe eines optisch zweiaxigen Krystalles zeigt bei gekreuzten Nicols in parallelem polarisiertem Licht weder den Wechsel zwischen Hell und Dunkel der gewöhnlichen Schnitte aus doppelbrechenden Medien, noch bleibt sie bei einer Drehung dunkel, sondern sie zeichnet sich durch eine bei einer Drehung unveränderliche helle Färbung aus. Das Axenbild erscheint in einer bestimmten Stellung als schwarzer gerader Balken, bei genügender Dicke der Platte oder bei starker Doppelbrechung von farbigen Ovalen umgeben; bei der Drehung bleibt das Bild nicht unverändert, sondern der Balken krümmt sich. Ein Schnitt, der senkrecht auf der Halbierungslinie des Winkels steht, den die beiden

optischen Axen bilden, oder der nicht zu weit von dieser Richtung abweicht, zeigt in einer bestimmten Stellung ein schwarzes Kreuz, aber bei der Drehung öffnet sich das schwarze Kreuz in der Mitte, die Balken krümmen sich und werden zu Hyperbeln. Schnitte, die keine dieser ausgezeichneten Richtungen haben, zeigen Theile der Balken; charakteristisch ist immer die Krümmung der Balken bei einer Drehung des Tisches.

(Es gibt eine Schnittlage, bei der Platten aus einem optisch einaxigen Krystall in convergentem polarisiertem Licht Erscheinungen zeigen, die den Erscheinungen zweiaxiger Krystalle ähnlich sehen: Platten, parallel der optischen Axe zeigen Curven, die sich in einer Stellung zum Kreuz schließen, aber sehr rasch wieder auseinander gehen. Da schon bei einer geringen Neigung gegen die optische Axe die oben geschilderten senkrecht aufeinander stehenden Balken, die sich parallel mit sich verschieben sichtbar werden, so sind Schnitte, die das irreführende Bild zeigen können, sehr selten; sie können umso weniger zu Fehlern Veranlassung geben, als immer, wenn die Erscheinung nicht völlig unzweideutig ist, mehrere Schnitte geprüft werden müssen.)

Zusammenfassung.

Zur Bestimmung der Minerale können für die Gemengtheile der Gesteine und Böden folgende Merkmale gelten:

I. Mit dem unbewaffneten Auge resp. der Lupe:

1. Habitus der Krystallform resp. Gestalt der Durchschnitte.

2. a) Vorhandensein oder Fehlen einer oder mehrerer Spaltungsrichtungen.

b) Bei Vorhandensein mehrerer Spaltungsrichtungen: annähernde Größe des Winkels, den die Spaltungsflächen mit einander bilden (durch Schätzung zu ermitteln).

c) Grad der Vollkommenheit der Spaltbarkeit.

d) Art des Bruches.

3. Härte des Minerales.

4. Art und Grad des Glanzes.

5. Farbe des Minerales (mit Vorsicht zur Deutung zu verwenden).

6. Bestimmung des specifischen Gewichtes direct oder in schweren Flüssigkeiten.

II. **Mit dem Mikroskop im Dünnschliff:**

A. in gewöhnlichem Licht. (Die Anwendung polarisierten Lichtes hindert die Beobachtung der in gewöhnlichem Licht wahrnehmbaren Eigenschaften nicht, es braucht also bei der Untersuchung im Polarisations-Mikroskop der Polarisator [unter dem Object] nicht ausgeschaltet zu werden).

1. Habitus der Krystalldurchschnitte.

2. Art und Grad der Spaltbarkeit nach Verlauf und Abstand der Spaltungsrisse (stets in mehreren Schnitten zu prüfen).

3. Höhe der Lichtbrechung. (Der Brechungs-Exponent ist hoch, wenn das Mineral aus dem Niveau des Schliffes herauszuragen scheint und eine rauhe Oberfläche hat, niedrig, wenn das Mineral vertieft erscheint, sonst von mittlerer Höhe.)

B. in polarisiertem Licht, nur mit Polarisator, ohne Analysator.

1. Pleochroismus und Absorption (stets in mehreren Schnitten zu prüfen, da Art und Grad des Pleochroismus und der Absorption mit der Schnittlage wechseln; maßgebend ist das Maximum des Unterschiedes).

C. in parallelem polarisiertem Licht bei gekreuzten Nicols.

1. Zugehörigkeit zu den einfach brechenden oder doppelbrechenden Substanzen:

a) alle Schnitte eines Minerales erscheinen bei einer Drehung des Tisches dunkel: einfach brechende Substanzen (amorph oder regulär krystallisierend);

b) die meisten Schnitte wechseln bei einer Drehung zwischen farbig und dunkel: doppelbrechende Substanzen; einige Schnitte bleiben dunkel (bei optisch einaxigen, quadratischen oder hexagonalen Substanzen), oder gleichmäßig hell (bei optisch zweiaxigen Substanzen), die sichere Entscheidung, ob eine Substanz optisch einaxig oder zweiaxig ist, erfolgt durch die Untersuchung in convergentem polarisiertem Licht.

2. Bestimmung des Winkels, den die Auslöschungsrichtung mit einer sicher bestimmten krystallographischen Richtung, besonders mit einem System von Spaltungsrissen bildet.

3. Bestimmung der Höhe der Doppelbrechung; die Höhe der Interferenzfarbe wird nach dem oben angegebenen Schema event. mit Hilfe des doppelbrechenden Keiles direct bestimmt, die Höhe der Doppelbrechung durch Vergleich geschätzt (stets in mehreren Schnitten zu prüfen, da die Höhe der Doppelbrechung mit der Schnittlage wechselt; maßgebend ist die höchste bei Schnitten eines und desselben Minerales ermittelte Farbe).

III. **Mit dem Polarisations-Instrument im Dünnschliff:**

(In convergentem polarisiertem Licht, mit dem durch Einfügung einer Sammellinse zwischen Polarisator und Object, durch Entfernung des Oculars, Anwendung eines starken Objectivs und Kreuzung der Nicols zum Polarisations-Instrument umgestalteten Mikroskop.)

1. Zugehörigkeit zu den isotropen, den optisch einaxigen oder den optisch zweiaxigen Substanzen:

a) In parallelem polarisiertem Licht dunkel bleibende Substanzen zeigen im Polarisations-Instrument kein Axenbild, sondern das Gesichtsfeld bleibt gleichmäßig dunkel (einfach brechende, isotrope Substanz);

b) in parallelem polarisiertem Licht dunkel bleibende Schnitte zeigen im Polarisations-Instrument ein bei einer Drehung feststehendes schwarzes Kreuz (eventuell mit farbigen Ringen): optisch einaxig;

c) in parallelem polarisiertem Licht gleichmäßig hell bleibende Schnitte zeigen im Polarisations-Instrument einen bei einer Drehung sich krümmenden schwarzen Balken (eventuell mit farbigen Ringen): optisch zweiaxig;

d) in parallelem polarisiertem Licht abwechselnd farbig und dunkel erscheinende Schnitte zeigen im Polarisations-Instrument:

α) Theile eines Kreuzes oder gerade Balken, die sich bei einer Drehung parallel mit sich verschieben und von senkrecht zu ihnen stehenden abgelöst werden: optisch einaxig;

β) schwarze Hyperbeln, die bei einer Drehung sich bisweilen zu einem Kreuz schließen und wieder öffnen, jedenfalls aber sich krümmen und strecken: optisch zweiaxig.

Zweiter Haupttheil:

Die wichtigsten bodenbildenden Minerale und Gesteine.

Der ungeheueren Mannigfaltigkeit gegenüber, in der Verbindungen der Elemente nach den oben abgeleiteten Gesetzen möglich sind, ist die Zahl der bisher bekannten natürlich vorkommenden anorganischen Verbindungen der Minerale verschwindend klein; — sie schwankt je nach der Art der Abgrenzung der einzelnen Species in ziemlich weiten Grenzen um 1000 und von diesen tritt nur ein sehr geringer Bruchtheil gesteins- und bodenbildend auf. Es findet sich zwar in den Gesteinen eine verhältnismäßig große Zahl von Mineralen, aber nur die allerwenigsten sind *wesentlich*, d. h. gehören zum Begriff des Gesteins, die meisten sind *accessorisch*, d. h. sie sind quantitativ nur in sehr untergeordneter Menge vertreten; sie könnten wegbleiben und bleiben thatsächlich in vielen Fällen weg, ohne daſs sich das Wesen oder der Charakter des Gesteins nur im geringsten änderte. Hier sollen nur die allerwichtigsten der wesentlichen gesteinsbildenden Minerale und diejenigen accessorischen Minerale, die aus speciellen Gründen für die Bodenkunde wichtig sind, wie der Apatit, besprochen werden; wesentliche Minerale seltener und nur in kleineren Massen auftretender Gesteine bleiben fort.

In dem einleitenden Abschnitt über die Bildungsweise der Gesteine wurde gezeigt, daſs alle anorganische Substanz, die sich in irgend einer Gestalt an dem Aufbau der festen Erdrinde betheiligt, zum erstenmal durch Bildung aus Schmelzfluſs im festen Aggregatszustand in den Kreislauf des Stoffes auf der Erde eingetreten ist; somit sind *die Gemengtheile der Eruptivgesteine die ursprünglichsten Bildungen*, sie haben direct oder indirect das Material zum Aufbau aller übrigen Gesteine geliefert. Mit der Besprechung der als Gemengtheile der Eruptivgesteine auftretenden Minerale (soweit sie nach den

oben angegebenen Grundsätzen hier in Betracht kommen), beginnt daher die Beschreibung, an sie schließen sich (nach denselben Grundsätzen ausgewählt) die Neubildungen, die aus der Substanz der Glieder der ersten Gruppe unter der Einwirkung der Verwitterung und Zersetzung hervorgehen.

Mit allem Nachdruck muß jedoch darauf aufmerksam gemacht werden, dass sehr viele Minerale sich auf verschiedenem Wege bilden können — so ist beispielsweise Quarz als Bildung aus Schmelzfluß wie als Ausscheidung aus wässeriger Lösung weit verbreitet; in jedem Fall ist aber die Substanz, aus der der Quarz besteht, ursprünglich im Erdinnern zu irgend einer Zeit in schmelzflüssigem Zustand vorhanden gewesen und durch Ausscheidung aus Schmelzfluss, als Quarz oder als Theil eines kieselsauren Salzes (eines Silicates), in den Kreislauf der anorganischen Substanz der Erdrinde eingetreten.

Die Gemengtheile der Eruptivgesteine.

Die wichtigsten wesentlichen Gemengtheile der Eruptivgesteine.

1. Quarz.

Quarz ist chemisch Siliciumdioxyd oder das Anhydrid der Kieselsäure; seine empirische Formel ist: SiO^2. Spec. Gew. 2·65. Er krystallisiert hexagonal; wenn im Gestein seine Krystallform zu erkennen ist, erscheint er als eine von sechs Flächenpaaren (jede Fläche hat eine parallele Gegenfläche) begrenzte (Doppel-) Pyramide. Härte = 7. Spaltbarkeit fehlt, der Bruch ist muschelig. Auf den Krystallflächen herrscht Glasglanz; der Glanz auf den Bruchflächen steht zwischen Glas- und Fettglanz. In reinen Varietäten farblos, durch geringe Beimengungen oft rauchgrau, gelblich, bläulich ꝛc. gefärbt. Im Handstück erscheint er oft dunkel, da man infolge seiner Durchsichtigkeit durch ihn hindurch die undurchsichtigen hinter ihm liegenden Gesteinstheile sieht.

Im Dünnschliff wird der Quarz farblos durchsichtig, die Umrisse erscheinen, wenn der Quarz seine Krystallform besitzt, häufig als Sechsecke und Rhomben, sonst als Durchschnitte durch unregelmäßig gestaltete Körner. Durch die in der Natur auf Minerale einwirkenden Lösungsmittel wird er nur in äußerst geringem Grade angegriffen; er

erscheint daher immer frisch und frei von Neubildungen. Infolge seiner ziemlich niedrigen Lichtbrechung (ungefähr gleich der des Canadabalsams) erscheint seine Oberfläche ganz glatt und eben, seine gleichfalls ziemlich niedrige Doppelbrechung bewirkt, dass die Interferenzfarbe in guten (d. h. dünnen) Schliffen nicht über Gelb I. Ordnung hinausgeht, gewöhnlich noch niedriger ist. Er ist optisch einaxig und diese Eigenschaft in Verbindung mit seiner Frische, dem Mangel an Spaltbarkeit und der angegebenen Lichtbrechung dient zu seiner sicheren Bestimmung im Schliff wie auch bei der Untersuchung in Canadabalsam eingebetteter Körnchen, bei denen natürlich, da die absolute Dicke unbekannt ist und verschiedene Körnchen in demselben Präparate verschieden dick sind, die Höhe der Interferenzfarbe zur Beurtheilung nicht herangezogen werden darf.

Die Feldspatgruppe.

Mit dem Namen „Feldspat" ist nicht, wie oft angenommen wird, eine Mineralspecies bezeichnet, sondern der Name fasst mehrere, chemisch deutlich verschiedene Minerale zusammen, die sich in zwei scharf zu unterscheidende Reihen zerlegen lassen. Die Glieder der ersten Reihe sind Salze der Trikieselsäure $Si^3O^8H^4$, deren vier durch Metalle vertretbare Wasserstoff-Atome von einem Atom Aluminium (dreiwertig) und einem Atom Kalium (einwertig, zum Theil vertreten durch das einwertige Natrium) ersetzt sind, die also wesentlich der Formel $(KNa)AlSi^3O^8$ (gewöhnlich verdoppelt $(KNa)^2Al^2Si^6O^{16}$ geschrieben) entsprechen; die zweite Reihe besteht aus Mischungen der entsprechenden Natriumverbindung $NaAlSi^3O^8$ (verdoppelt $Na^2Al^2Si^6O^{16}$) und des Kalk-Thonerdesilicates $CaAl^2Si^2O^8$ (verdoppelt $Ca^2Al^4Si^4O^{16}$).

Die Krystallformen beider Reihen sind sehr ähnlich, jedoch stehen die Glieder der ersten Reihe, die Kalifeldspate, ihrer morphologischen Ausbildung wie ihrem physikalischen Verhalten nach monosymmetrisch krystallisierenden, d. h. durch eine Symmetrieebene charakterisierten Körpern nahe, während die Glieder der zweiten Reihe, die sogenannten Plagioklase sich als typisch asymmetrisch (ohne Symmetrieebene) erweisen.

Gemeinsam ist beiden Reihen eine vollkommene Spaltbarkeit nach zwei Ebenen, die bei den Kalifeldspaten anscheinend senk-

recht aufeinander stehen,[1]) während sie bei den Plagioklasen (den Schiefspaltenden) unter einem um 3° bis 4° von einem Rechten abweichenden Winkel zusammentreffen.

2. Kalifeldspat = „Orthoklas" (Mikroklin).

Der Kalifeldspat $K^2Al^2Si^6O^{16}$ mit dem spezifischen Gewicht 2·56 kristallisiert asymmetrisch, dem Habitus nach pseudo-monosymmetrisch und tritt in den Eruptivgesteinen sowohl deutlich kristallographisch wie auch unregelmäßig begrenzt auf. Bei kristallographischer Umgrenzung sind die Gebilde entweder säulenförmig nach der Kante, in der die beiden Flächen, denen die Spaltung parallel geht (conventionell P und M genannt) zusammenstoßen — sie sind dann nach zwei Dimensionen von der P- und M-Fläche begrenzt, zu denen sich (bei der üblichen Aufstellung, nach der die Kante P : M von hinten nach vorn

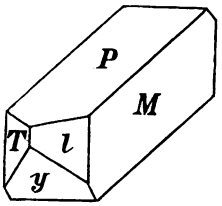


Fig. 6.

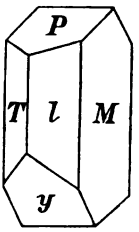


Fig 7.

läuft) hinten und vorn je zwei unter einem stumpfen Winkel (annähernd 120°) zusammenstoßende Flächen T und l sowie eine oder zwei vorn unten und hinten oben liegenden Flächen x und y gesellen (Fig. 6), oder sie sind durch Vorherrschen der M-Fläche mehr oder minder tafelförmig (Fig. 7).

Mehrere andere Flächen, die häufig als Abstumpfungen verschiedener Kanten und Ecken auftreten, brauchen als unwesentlich für den Habitus hier nicht besprochen zu werden. Da die zur Untersuchung kommenden natürlichen Trümmer fast immer, die vom Felsen losgeschlagenen Handstücke stets gewaltsam vom anstehenden Gestein getrennt

[1]) Wegen des anscheinend rechten Winkels, den die beiden Spaltungsflächen miteinander bilden, wird der wichtigste Kalifeldspat sehr häufig „Orthoklas" (Geradspalter) genannt; nachdem der pseudo-monosymmetrische Charakter des Minerales im höchsten Grade wahrscheinlich geworden ist, hat diese Bezeichnung ihre logische Berechtigung verloren.

sind, so kommt an den von den Trennungsflächen durchschnittenen Individuen die Spaltbarkeit zur Geltung; die Feldspate brechen daher parallel der P- und M-Fläche, deren nach der Ausbildung des Krystalls wechselnde Umgrenzungen aus den Figuren hervorgehen. Oft sind die Kalifeldspate verzwillingt; bei der verbreitetsten Zwillingsverwachsung fallen dann die P-Flächen in verschiedenem Sinne, so dass auf den durch die gewaltsame Abtrennung entstandenen Spaltungsflächen eine Grenze zu erkennen ist: auf der einen Seite der Grenze fallen die Spaltungsflächen parallel P nach vorn, auf der anderen nach hinten. Die Härte beträgt 6; in völlig frischem Zustand ist der Kalifeldspat wasserhell mit starkem Glasglanz, auf der mit P bezeichneten Fläche vorzüglicher Spaltbarkeit zeigt er häufig Perlmutterglanz; gewöhnlich erscheint er derb und trübe, weißlich mit grauen, gelblichen oder grünlichen Tönen, sehr oft röthlich bis fleischroth gefärbt.

Im Dünnschliff wechselt die Gestalt der Durchschnitte; charakteristisch ist die Spaltbarkeit, die je nach der Schnittlage in zwei sich schneidenden oder nur einem System paralleler Risse zum Ausdruck kommt. Die Lichtbrechung ist etwas schwächer als die des Quarzes, ebenso die Doppelbrechung; am deutlichsten unterscheidet ihn von diesem seine Zugehörigkeit zu den optisch zweiaxigen Substanzen. Gegenüber den später zu besprechenden Plagioklasen ist das Fehlen polysynthetischer Zwillinge hervorzuheben; charakteristisch ist ferner, dass Spaltungsblättchen nach P zwischen gekreuzten Nicols dunkel erscheinen, wenn die (auf dieser Fläche durch die Spaltung nach M hervorgerufenen) Spaltungsrisse oder die (gleichfalls durch die Spaltung nach M entstandenen), das Blättchen geradlinig begrenzenden Ebenen parallel und senkrecht zu den Nicolhauptschnitten (also den Fäden des Fadenkreuzes im Ocular) stehen.

Bisweilen zeigt der Kalifeldspat eine eigenthümliche Structur: er ist aufgebaut aus zwei Systemen von parallelen Lamellenzügen, die sich rechtwinkelig durchdringen. In Schliffen zwischen gekreuzten Nicols äußert sich dieser Bau durch das Vorhandensein eines Gitters von sich kreuzenden Stäben, die gleichzeitig dunkel, respective hell erscheinen; die Grenzen der einzelnen Stäbe sind dabei in höchst charakteristischer Weise verwaschen und verschwommen, ein sehr wichtiger Unterschied gegenüber ähnlichen Erscheinungen beim Plagioklas. Man nennt diese Structur Mikroklinstructur, und stellt häufig den Mikroklin mineralogisch in einen gewissen Gegensatz zum „Orthoklas".

Der Formel des Kalifeldspates entspricht die Zusammensetzung SiO^2: 64·72%, Al^2O^3: 18·35%, K^2O: 16·93%[1]); fast immer ist aber ein Theil des Kali durch Natron vertreten, so dass in der Reihe der Kalifeldspate Glieder, die der theoretischen Formel nahezu entsprechen, durch alle möglichen Uebergänge von der Formel $(K,Na)^2Al^2Si^6O^{16}$ mit den sogenannten Kali-Natronfeldspaten [„Natronorthoklas" resp. „Anorthoklas" von der Formel $(Na,K)^2\ Al^2Si^6O^{16}$] verbunden sind. Die kalireichen Varietäten (mit einem Kaligehalt um 12%) sind als gesteinsbildende Minerale viel weiter verbreitet als die natronreichen, die selten weniger als 7% K^2O enthalten; die natronreichsten, die sogenannten Kali-Natronfeldspate, sind auf verhältnismäßig spärliche Vorkommen beschränkt, so dass sie für die hier in Frage kommenden Verhältnisse nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen.

3. Plagioklas.

Die Plagioklase, Mischungen der Substanz des reinen Natronfeldspates oder Albites $Na^2Al^2Si^6O^{16}$ und des reinen Kalkfeldspates oder Anorthites $Ca^2Al^4Si^4O^{16}$, krystallisieren asymmetrisch, in ihrem Habitus der Gestalt der Kalifeldspate durchaus entsprechend. Höchst charakteristisch ist für sie die schon erwähnte polysynthetische Zwillingsverwachsung nach der M-Fläche; da der Winkel P : M von einem Rechten um 3° bis 4° abweicht, so bildet die P-Fläche jeder Lamelle mit der P-Fläche des einen benachbarten Individuums einen einspringenden, mit der P-Fläche des anderen Nachbars einen ausspringenden Winkel. Es besteht somit die P-Fläche des ganzen Complexes aus den P-Flächen der einzelnen Individuen; sie erscheint infolge der auf ihr vorhandenen ein- und ausspringenden Winkel gerieft oder gestreift und diese überaus charakteristische Zwillingsstreifung kommt natürlich auch auf den durch Spaltung nach P erzeugten Flächen zum Ausdruck. Auf der Spaltungsfläche nach M fehlt diese Streifung völlig, da ja hier die M-Fläche eines einzigen Individuums den ganzen Complex begrenzt. Die Zwillingsstreifung auf P

[1]) Als Ergebnis der chemischen Analyse werden nicht die Mengenverhältnisse der vorhandenen Elemente, sondern die der Sauerstoffverbindungen, der Oxyde in Procenten angegeben. Es kommen für die hier behandelten Minerale und Gesteine besonders in Betracht: SiO^2 Siliciumdioxyd (oft nicht ganz richtig als Kieselsäure bezeichnet), Al^2O^3 Thonerde, Fe^2O^3 Eisenoxyd, FeO Eisenoxydul, CaO Kalk, MgO Magnesia, K^2O Kali, Na^2O Natron, H^2O Wasser.

ist das beste Mittel, um mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe Plagioklas vom Kalifeldspat zu unterscheiden. Das Vorhandensein der Streifung beweist, dass ein Plagioklas vorliegt; ist diese Streifung auf einer Spaltungsfläche nicht zu sehen, so folgt daraus noch nicht, dass ein Kalifeldspat vorliegt, da ja die Streifung beim Plagioklas nur auf der P-Fläche, nicht auf der M-Fläche auftritt. Es ist daher nöthig, falls eine Spaltungsfläche die Streifung nicht zeigt, beide Spaltungsflächen auf die Streifung hin zu untersuchen — nur wenn beide Spaltungsflächen glatt, d. h. ungestreift sind, kann man mit Sicherheit das Mineral als Kalifeldspat ansprechen.

Die Härte beträgt 6; im frischen Zustande sind die Plagioklase farblos, sehr oft aber weiß, grünlich oder grau gefärbt; die beim Kalifeldspat weit verbreiteten röthlichen Farben sind hier ziemlich selten. Wenn beide Arten von Feldspaten in demselben Gestein vorkommen, kann man bisweilen an der Färbung die röthlichen Kalifeldspate und die weißen Plagioklase unterscheiden.

Im Dünnschliff sind bei der Uebereinstimmung des Habitus die Durchschnitte der Plagioklase ihrer Gestalt nach im allgemeinen denen der Kalifeldspate sehr ähnlich, so lange es sich um größere Individuen handelt; unter den kleinen nur mikroskopisch wahrnehmbaren Gemengtheilen überwiegen bei den Plagioklasen lang säulenförmige, bei den Kalifeldspaten mehr isometrische oder kurz säulenförmige Formen, so dass die Durchschnitte in der Regel bei den Plagioklasen lang leistenförmig, bei den Kalifeldspaten breit leistenförmig bis quadratisch erscheinen.

Zwischen gekreuzten Nicols sind die Plagioklase durch ihre polysynthetische Zwillingsbildung vorzüglich charakterisiert; in allen Schnitten, die nicht parallel M geführt sind, tritt bei keiner Stellung Dunkelheit des ganzen Plättchens ein, sondern ein scheinbar homogenes Gebilde zerfällt in zwei in verschiedenen Stellungen gegen die Nicols auslöschende Systeme von parallelen Streifen. Die Grenzen der benachbarten, in verschiedener Stellung gegen die Nicols auslöschenden Streifen sind scharf, und diese scharfen Grenzen sind charakteristisch für Plagioklas auch in den Fällen, in denen durch das Zusammenwirken von zwei Zwillingsgesetzen eine Gitterstructur hervorgerufen wird, die auf den ersten Blick an die Mikroklinstructur der Kalifeldspate erinnern kann.

Das specifische Gewicht ist von der chemischen Zusammensetzung abhängig; der reine Natronfeldspat, der Albit, hat das specifische

Gewicht 2·62, das Gewicht des reinen Kalkfeldspates, des Anorthits, beträgt 2·75, die zwischen beiden liegenden Mischungsreihen zeigen mit steigendem Kalkgehalt steigende Werte: Oligoklas mit 2·64, Andesin mit 2·65, Labradorit mit 2·69, Bytownit mit 2·71. Auch die Lichtbrechung steigt mit zunehmendem Kalkgehalt, bei Albit und Oligoklas ist sie niedriger, bei den anderen höher als beim Quarz. Die Doppelbrechung ist im allgemeinen schwach, nur bei den kalkreichsten Gliedern merklich höher als beim Quarz, bei den anderen etwas niedriger.

Auf die sehr deutliche Abhängigkeit der Winkel, die die Auslöschungsrichtungen auf P wie auf M mit den Tracen der Spaltungsebenen einschließen, von dem Mischungsverhältnis der Plagioklase kann hier nicht eingegangen werden; im allgemeinen sind große Winkel auf P und M für die kalkreichsten Plagioklase charakteristisch.

Der reine Natronfeldspat besteht theoretisch aus SiO^2: 68·68%, Al^2O^3: 19·48%, Na^2O: 11·84%, der reine Kalkfeldspat aus SiO^2: 43·16%, Al^2O^3: 36·72%, CaO: 20·12%, die Werte für die Mischungen liegen natürlich zwischen diesen Grenzen, und zwar ist mit Zunahme des Anorthitmolekels ein Steigen des Kalkes und der Thonerde, sowie Abnahme des Natrons und der Kieselsäure verbunden.

Die Glimmergruppe.

Auch die Bezeichnung „Glimmer" umfaßt wie Feldspat eine ziemlich große Zahl chemisch verschiedener Minerale; sie sind sämmtlich Verbindungen von Kieselsäure, Thonerde, Alkalien und Wasser, zu denen sich in einem Theile der Glimmer noch Eisenoxyd, Magnesia und Eisenoxydul gesellen. Allgemein giltige Formeln konnten bisher für die Glimmer noch nicht aufgestellt werden. Allen Glimmern gemeinsam ist die vorzügliche Spaltbarkeit nach einer Ebene, nach der die Krystalle fast immer, die der gesteinsbildenden Glimmer ausnahmslos mehr oder minder dünntafelig ausgebildet sind; die nach dieser Richtung abgehobenen Blättchen haben eine hohe elastische Vollkommenheit (sie werden oft fälschlich „elastisch" genannt, vergl. o. S. 25). Die Glimmer krystallisieren monosymmetrisch, gewöhnlich in sechsseitig begrenzten Blättchen.

Für die Bodenbildung kommen nur der Magnesia-Eisen-Glimmer: Biotit und der Kaliglimmer: Muscovit in Betracht.

4. Biotit (Magnesia-Eisen-Glimmer).

Der Biotit erscheint im Gestein gewöhnlich tiefdunkel bis schwarz mit starkem Glanz auf der Ebene der sehr vollkommenen Spaltbarkeit, als sechsseitige Tafel oder unregelmäßig lappig begrenzt. Seine Härte liegt zwischen 2 und 3, sein specifisches Gewicht schwankt je nach seiner Zusammensetzung zwischen 2·8 und 3·2.

Im Dünnschliff erscheint er, wenn er parallel der Spaltbarkeit getroffen ist, ebenso begrenzt wie im Handstück; ist der Schnitt schief oder senkrecht zur Spaltbarkeit geführt, so zeigen die Durchschnitte Leistenform. Seine vorzügliche Spaltbarkeit kommt in sehr zahlreichen scharfen Spaltungsrissen parallel der Längsrichtung (resp. Begrenzung der Längsseite) der Leisten zum Ausdruck. Der Biotit wird mit braunen oder seltener grünen Farben durchsichtig; er besitzt in allen Schnitten, die nicht parallel der Spaltungsfläche liegen, auffallend starken Pleochroismus (das beste Mittel zu seiner Bestimmung): wenn die Spaltungsrisse parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators liegen, erscheint die Leiste tiefbraun oder tiefgrün; bei einer Drehung um 90° hellgelb oder hellgrün. Blättchen, die parallel der Spaltbarkeit getroffen sind, sind tiefbraun oder tiefgrün bis undurchsichtig. Die Lichtbrechung ist nicht sehr hoch, wenn auch höher als bei Feldspaten und Quarz, die Doppelbrechung ist sehr stark, so dass auch in dünnen Schliffen hohe Interferenzfarben zu beobachten sind.

Die chemische Zusammensetzung der als Biotite zusammengefassten Minerale schwankt so, dass sich Durchschnittswerte nicht angeben lassen; als Beispiel mögen die Zahlen dienen, die bei der Analyse des Biotites aus dem Granit von Arnsdorf im Riesengebirge gewonnen wurden — SiO^2: 39·66%, Al^2O^3: 14·26%, Fe^2O^3: 4·01%, FeO: 8·10%, MgO: 20·48%, K^2O: 7·99%, Na^2O: 2·60%, H^2O: 2·04% — doch sind Biotite mit viel mehr, andere mit weniger Al^2O^3 bekannt, gewisse Varietäten enthalten mehr Fe^2O^3, andere mehr FeO bei zurücktretendem MgO, auch kann K^2O wesentlich sinken, ohne dass eine einfache Gesetzmäßigkeit in dem wechselseitigen Mengenverhältnis der verschiedenen chemischen Bestandtheile, wie z. B. beim Plagioklas, nachweisbar wäre.

5. Muscovit (Kaliglimmer).

Der Muscovit (als Gemengtheil von Eruptivgesteinen nicht sehr verbreitet) unterscheidet sich vom Biotit durch seine viel hellere

Farbe; gewöhnlich ist er schwach grünlich oder farblos. Sein specifisches Gewicht ist etwas niedriger als das des Biotites. In den übrigen morphologischen und den hier erwähnten physikalischen Verhältnissen gleicht er ihm, ist also im Dünnschliff von ihm wesentlich durch seine Farblosigkeit resp. ganz schwach grünliche Färbung und den dadurch bedingten Mangel an Pleochroismus verschieden, hingegen wie der Biotit durch die vorzügliche Spaltbarkeit nach einer Ebene und die sehr starke Doppelbrechung in Verbindung mit nicht sehr starker Lichtbrechung charakterisiert. Die Zugehörigkeit zu den optisch zweiaxigen Mineralen ist in Spaltungsblättchen sehr deutlich zu erkennen, während bei Spaltungsblättchen von Biotit bei der Untersuchung in convergentem polarisiertem Licht sich das schwarze Kreuz bisweilen sehr wenig öffnet, die Erscheinung also dem Axenbild eines einaxigen Krystalls sehr ähnlich wird.

Chemisch ist der Muscovit eine Verbindung von Kieselsäure, Thonerde, Kali und Wasser, die sich oft der Formel $KH^2Al^3Si^3O^{12}$ nähert; dieser Formel würde SiO^2: 45%, Al^2O^3: 38·7%, K^2O: 11·8%, H^2O: 4·5% entsprechen, die Analysen zeigen oft einen höheren Gehalt an SiO^2, einen geringeren an Al^2O^3 und K^2O, eine theilweise Vertretung der K^2O durch Na^2O sowie Beimischungen von MgO und Fe^2O^3.

Die Pyroxen- (Augit-) Gruppe und die Amphibol- (Hornblende-) Gruppe.

Die Glieder der Pyroxen- wie der Amphibolfamilie bestehen in den hier in Betracht kommenden Gliedern zum größten Theil aus verschiedenen Metasilicaten, d. h. Salzen der Metakieselsäure von dem Typus $\overset{II}{R}SiO^3$ (wobei $\overset{II}{R}$ wesentlich Mg, Fe und Ca ist), denen sich in bestimmten Gliedern eine Thonerde oder Eisenoxyd haltende Verbindung von dem Typus $\overset{II}{R}\,\overset{III}{R^2}\,SiO^6$ beimischt, wobei $\overset{II}{R}$ wieder Mg oder Fe, $\overset{III}{R}Al$ oder $\overset{III}{Fe}$ bedeutet. Morphologisch sind sowohl die Pyroxene wie die Amphibole charakterisiert durch eine sehr gute Spaltbarkeit nach zwei Ebenen, die bei den Pyroxenen einen Winkel von circa 88° resp. 92°, bei den Amphibolen einen Winkel von 124° resp. 56° miteinander bilden.

A. Die Pyroxengruppe.

Glieder der Pyroxengruppe sind im rhombischen, im monosymmetrischen wie auch im asymmetrischen System krystallisierend bekannt; als wichtige Gesteinsgemengtheile kommen hauptsächlich die monosymmetrischen Pyroxene in Betracht, neben denen die rhombischen eine nicht unwesentliche Rolle spielen.

6. Die rhombischen Pyroxene (Enstatit, [Bronzit[1])], Hypersthen).

Der Enstatit entspricht theoretisch der Formel $MgSiO^3$; tritt $FeSiO^3$ in nennenswerten Mengen in die Verbindung ein, so werden die Mischungen Bronzit und (die eisenreichsten Glieder) Hypersthen genannt.

Enstatit ist gelbgrün bis braun, Hypersthen schwärzlichbraun oder grünlichschwarz bis schwarz gefärbt; makroskopisch erscheinen die rhombischen Pyroxene gewöhnlich nicht krystallographisch begrenzt, die mikroskopischen Individuen sind dicksäulenförmig nach der Kante, die die Spaltungsrichtungen miteinander bilden, die Seiten der Säule werden gebildet von zwei aufeinander senkrecht stehenden Flächenpaaren, deren Kanten durch die Flächen der Spaltbarkeit abgestumpft sind. Außer der bereits erwähnten, hier nur mäßig vollkommen auftretenden Spaltbarkeit der Pyroxene findet sich besonders bei großen, gewöhnlich nicht krystallographisch begrenzten Individuen eine Theilbarkeit nach einer der beiden aufeinander senkrecht stehenden Flächen, die bisweilen deutlicher als die Spaltbarkeit ist und sich durch einen eigenthümlich metallischen Schiller auszeichnet.

Das specifische Gewicht schwankt nach dem Eisengehalt zwischen 3·1 und 3·5; die Härte liegt zwischen 5 und 6. Die rhombischen Pyroxene werden im Dünnschliff je nach dem Eisengehalt und der Schnittlage farblos, grünlich, röthlich durchsichtig; bei den eisenreicheren Gliedern ist der Pleochroismus deutlich in grünen, röthlichen und braunen Tönen entwickelt. Im Schliff macht sich die Spaltbarkeit in rauhen anastomosierenden Rissen geltend, die Theilbarkeit ist oft in viel schärferen Rissen ausgeprägt.

Die Lichtbrechung ist hoch, die Doppelbrechung mäßig, wenn auch höher als beim Quarz und den Feldspaten: die eisenreicheren

[1]) Die Bezeichnung „Bronzit" für eine Reihe von Mischungsgliedern ist in der letzten Zeit vielfach aufgegeben worden.

Glieder gehen in mäßig dünnen Schliffen bis zum Roth I. Ordnung. In den Schnitten, in denen infolge der Schnittlage nur ein System von Spaltungsriſſen zu erkennen iſt, tritt zwiſchen gekreuzten Nicols Dunkelheit ein, wenn die Spaltungsriſſe parallel und ſenkrecht zu den Schwingungsrichtungen der Nicols ſtehen, denen bekanntlich die Fäden des Fadenkreuzes im Ocular entſprechen.

Chemiſch ſind die rhombiſchen Pyroxene, wie erwähnt, Miſchungen von $MgSiO^3$ mit $SiO^2 : 60\%$, $MgO : 40\%$ und von $FeSiO^3$ mit $SiO^2 : 45{\cdot}5\%$, $FeO : 54{\cdot}5\%$; während die Enſtatite der theoretiſchen Zuſammenſetzung $MgSiO^3$ oft recht nahe kommen, ſind Magneſia-arme oder -freie Hyperſthene nicht bekannt, der Gehalt an FeO geht nur ſelten über 25%.

7. Die monoſymmetriſchen Pyroxene (Malakolith, Augit, [Diallag]).

Die geſteinsbildenden monoſymmetriſchen Pyroxene bauen ſich auf aus den Molekeln $MgCaSi^2O^6$ (Diopſidmolekel) mit der chemiſchen Zuſammenſetzung $SiO^2 : 55{\cdot}6\%$, $CaO : 25{\cdot}9\%$, $MgO : 18{\cdot}5\%$ und $FeCaSi^2O^6$ (Hedenbergitmolekel) mit der chemiſchen Zuſammenſetzung $SiO^2 : 48{\cdot}4\%$, $FeO : 29{\cdot}4\%$, $CaO : 22{\cdot}2\%$, denen ſich in beſtimmten weit verbreiteten Gliedern noch $(Mg, Fe)(Al, Fe)^2 SiO^6$ beigeſellt. Alkalihaltige Pyroxene (Aegirin, Akmit $NaFeSi^2O^6$) ſind auf die Gruppen der alkalireichen Geſteine beſchränkt.

Der Habitus der Kryſtalle iſt ſäulenförmig nach der Kante, in der die Spaltungsebenen zuſammenſtoßen, die Kanten der Säule ſind gerade abgeſtumpft durch zwei andere aufeinander ſenkrecht ſtehende Flächenpaare, ſo daſs gewöhnlich achtſeitige Prismen entſtehen. Nach oben und unten ſind die Prismen gewöhnlich durch zwei oder drei Flächen begrenzt, ſehr oft ſind jedoch nur die ſeitlich begrenzenden Flächen an den Kryſtallen entwickelt. Die Farbe iſt meiſt grün, von ganz hell bis ſchwarzgrün und ſchwarz, Glasglanz, $H = 5—6$, ſpecifiſches Gewicht $3{\cdot}2—3{\cdot}6$.

Alle Pyroxene werden im Dünnſchliff, auch wenn ſie im Handſtück ſchwarz erſcheinen, durchſichtig. Die erheblich ſchräg zur Säulenrichtung geführten Schnitte zeigen gewöhnlich achteckige Geſtalt und laſſen die Spaltbarkeit nach zwei Ebenen gut, aber nicht ſehr vollkommen erkennen (die Spaltungsriſſe ſtehen nicht ſehr dicht und anaſtomoſieren bisweilen untereinander); die parallel der Längsrichtung geführten Schnitte zeigen natürlich nur ein Syſtem von Spaltungsriſſen.

Die Lichtbrechung ist hoch, ebenso die Doppelbrechung, der Pleochroismus ist bei den farbigen Pyroxenen merklich, aber nicht sehr auffallend, gewöhnlich in grünen, seltener in braunen und violetten Tönen. Sehr wichtig für die Bestimmung ist der Umstand, dass in Schnitten, die nur ein System von Spaltungsrissen zeigen, die Richtung, die parallel und senkrecht zu den Nicolhauptschnitten stehen muss, damit zwischen gekreuzten Nicols Dunkelheit eintritt, mit den Spaltungsrissen einen großen Winkel, gewöhnlich um 40°, bildet. Stellt man zwischen gekreuzten Nicols die Spaltungsrisse eines Längsschnittes parallel zu einem Faden des Fadenkreuzes im Ocular des Mikroskopes, so muss man den Tisch und mit ihm natürlich das Präparat um circa 40° drehen, damit der Schnitt dunkel erscheint.

Man unterscheidet die thonerdefreien bis thonerdearmen gesteinsbildenden Pyroxene, die gewöhnlich farblos oder grünlich durchsichtig werden [in der petrographischen Literatur sehr oft Malakolith genannt] von den thonerdehaltigen, grün oder braun durchsichtig werdenden Augiten; beide Arten sind in den Eruptivgesteinen weit verbreitet.

Auf die natronreichen Pyroxene, die nur für die alkalireichen Gesteine wichtig sind, kann hier nicht eingegangen werden.

Als Diallag werden monosymmetrische Pyroxene bezeichnet, die eine sehr deutliche Theilbarkeit nach einer die beiden Spaltungsflächen gerade abstumpfenden Fläche besitzen, so dass die Gebilde nach dieser Fläche geradezu blätterig erscheinen. Kleine eingelagerte Blättchen verleihen der Fläche der Theilbarkeit oft einen metallischen Schimmer. Diese Structur erhalten Pyroxene von chemisch verschiedener Zusammensetzung offenbar durch secundäre Vorgänge, so dass man besser von „Pyroxenen mit Diallagstructur" spricht.

B. Die Amphibolgruppe.

Die Molekel, aus denen sich die Amphibole aufbauen, stimmen zum Theil mit denen der Pyroxene überein [$(Mg,Fe)SiO^3$; $(Mg,Fe)(Al,Fe)^2SiO^6$], zum Theil unterscheiden sie sich in den Ca führenden Molekeln dadurch, dass auf ein Atom Ca nicht ein Atom Mg resp. Fe, sondern drei Atome dieser Elemente kommen. Die dem Diopsid- resp. Hedenbergitmolekel entsprechenden Formeln müssen daher, um das Verhältnis von Mg und Fe zu Ca in ganzen Zahlen auszudrücken, verdoppelt werden: $Mg^3CaSi^4O^{12}$ resp. $Fe^3CaSi^4O^{12}$.

8. Die monosymmetrischen Amphibole (Hornblende).

Die Betrachtung der Amphibole kann sich auf einen Theil der monosymmetrischen Amphibole beschränken.

Alle gesteinsbildenden monosymmetrischen Amphibole sind säulenförmig nach der Kante, welche die beiden Spaltungsflächen miteinander bilden; sie werden begrenzt von diesen beiden Flächenpaaren, zu denen sich fast immer nur die Abstumpfung der spitzen Kante (von 56°) gesellt, so dass sechsseitige Prismen entstehen. Oben und unten sind die Säulen durch zwei oder drei Flächen begrenzt. Die Härte beträgt 5—6, das specifische Gewicht 2·9—3·4. Die Farbe ist grün oder braun, von ganz hell bis schwarz. Die Spaltbarkeit nach den beiden 124° resp. 56° mit einander bildenden Flächen ist sehr gut, die sechsseitigen Querschnitte zeigen daher im Dünnschliff stets zwei Systeme von eng nebeneinander liegenden scharfen Spaltungsrissen, die Schnitte parallel der Längsrichtung lassen natürlich nur ein System derartiger scharfer Risse erkennen. Licht- und Doppelbrechung sind ziemlich hoch, aber niedriger als beim monosymmetrischen Pyroxen, der Pleochroismus ist bei den grünen und braunen Amphibolen kräftig; zur Unterscheidung vom Pyroxen ist ferner wichtig, dass die Auslöschungsrichtung in Schnitten parallel der Längserstreckung der Krystalle mit den Spaltungsrissen bei den Hornblenden nur einen kleinen Winkel, schwankend zwischen fast 0° und 20°, bildet.

Die dem Malakolith der Pyroxene entsprechenden Amphibole, die im Schliff farblos oder grünlich durchsichtig werden, der farblose Tremolit ($Mg^3CaSi^4O^{12}$) und der grünliche Aktinolith [$(Mg,Fe)^3CaSi^4O^{12}$] kommen als primäre Gemengtheile von Eruptivgesteinen nicht vor; in diesen spielen aber die thonerdeführenden Amphibole, die Hornblenden, die sehr oft auch Na^2O in nennenswerten Mengen enthalten, eine sehr große Rolle. Der Pleochroismus der grünen (gemeinen) Hornblende bewegt sich in grünen Tönen, denen sich bisweilen in einer Richtung gelb beimischt; die braune (basaltische) Hornblende ist sehr stark pleochroitisch in dunkelbraunen und gelben Farben.

9. Olivin.

Der Olivin, eine Mischung des Magnesium-Orthosilicates Mg^2SiO^4 und des Eisen-Orthosilicates Fe^2SiO^4 (entsprechend 57·1% MgO und 42·9% SiO^2 resp. 70·6% FeO und 29·4% SiO^2) tritt in vielen kieselsäurearmen Eruptivgesteinen als verbreiteter Gemengtheil

auf. Er krystallisiert rhombisch, besitzt keine auffallende Spaltbarkeit, hat eine charakteristische gelbgrüne Farbe, Glasglanz, Härte 7, specifisches Gewicht 3·3—3·5. Er wird gewöhnlich farblos durchsichtig, besitzt hohe Lichtbrechung (ungefähr wie die des Augites) und sehr starke Doppelbrechung (wesentlich stärker als beim Augit).

Als Gemengtheile, die in manchen Gesteinen die Feldspate theilweise, in anderen völlig vertreten, müssen noch kurz Nephelin und Leucit erwähnt werden.

10. Nephelin (Elaeolith).

Die chemische Formel für das Natrium-Thonerde-Silicat Nephelin steht noch nicht ganz fest; die Ergebnisse der an frischem Material ausgeführten Analysen schwanken in ziemlich engen Grenzen um 44% SiO^2, 33% Al^2O^3, 16% Na^2O, 5% K^2O. Das Mineral krystallisiert hexagonal in sechsseitig begrenzten Tafeln resp. kurzen Säulen, hat keine deutliche Spaltbarkeit, erscheint in jungen Gesteinen farblos oder weiß mit Glasglanz (Nephelin), in älteren grünlich, bräunlichröthlich mit sehr charakteristischem Fettglanz (Elaeolith = Oelstein) H = 5—6, specifisches Gewicht 2·6. Durch Salzsäure unter Gallertbildung zersetzbar.

Im Dünnschliff erscheinen die Schnitte sechsseitig begrenzt (parallel der Tafelfläche) oder rectangulär bis quadratisch, die Lichtbrechung ist schwach, so dass die Interferenzfarben gewöhnlich nicht über graublau erster Ordnung hinausgehen. Die Schnitte parallel der Tafelfläche bleiben zwischen gekreuzten Nicols dunkel und lassen in convergentem polarisiertem Licht das Axenbild eines optisch einaxigen Krystalls beobachten.

11. Leucit.

Der Leucit von der Formel $KAlSi^2O^6$ (SiO^2: 55%, Al^2O^3: 23·4%, K^2O: 21·6%) krystallisiert regulär, und zwar stets in der Gestalt des von 24 Vierecken (von Deltoidform) begrenzten Ikositetraeders. Deutliche Spaltbarkeit ist nicht vorhanden, das Mineral besitzt Glasglanz, ist farblos bis weiß, Härte 5—6, specifisches Gewicht 2·5.

Im Dünnschliff zeigt der Leucit gewöhnlich sechsseitige, achtseitige oder rundliche Umgrenzung. Die Lichtbrechung ist sehr

schwach. Obwohl das Mineral eigentlich isotrop sein müsste, besitzen die größeren Individuen sehr oft eine ganz schwache Doppelbrechung infolge von Spannungen, die mit der Aenderung der Existenzbedingungen (Leucit hat sich aus Schmelzfluss gebildet und ist später auf die normale Temperatur abgekühlt), zusammenhängen.

Accessorische Gemengtheile der Eruptivgesteine.

Apatit.

Der Apatit ist für die Landwirtschaft als Hauptquelle der in den Böden vorkommenden Phosphorsäure überaus wichtig, obwohl er in den Gesteinen niemals in bedeutenden Mengen auftritt. Chemisch ist er phosphorsaurer Kalk mit etwas Fluor oder Chlor; seine Formel ist $(F,Cl)Ca^5P^3O^{12}$, der je nach dem Verhältnis von Fluor zu Chlor eine in ziemlich engen Grenzen schwankende Zusammmensetzung entspricht: der reine Fluorapatit ergibt $CaO: 55{\cdot}5\%$; $P^2O^5: 42{\cdot}3\%$, $Fl: 3{\cdot}8\%$; der reine Chlorapatit würde $CaO: 53{\cdot}8\%$; $P^2O^5: 40{\cdot}9\%$; $Cl: 6{\cdot}8\%$ ergeben.

Mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe ist der Apatit fast niemals als Gesteinsgemengtheil zu sehen; im Dünnschliff erscheint er gewöhnlich farblos, bisweilen grau in dünnen langen Säulen, seltener in kurzen gedrungenen Säulen, die dem hexagonalen System angehören. Seine leistenförmigen oder kleinen sechsseitigen Durchschnitte sind durch starke Lichtbrechung in Verbindung mit schwacher Doppelbrechung im Schliff leicht zu erkennen. Die leistenförmigen Durchschnitte werden zwischen gekreuzten Nicols dunkel, wenn die Längsrichtung parallel und senkrecht zu den Nicolhauptschnitten steht; die sechsseitigen Querschnitte bleiben bei der Untersuchung in parallelem polarisiertem Licht dunkel nnd lassen in convergentem polarisiertem Licht das Bild der optisch einaxigen Krystalle erkennen. Das specifische Gewicht des Apatites ist hoch: 3·2.

Eisenerze, besonders Magnetit, Eisenglanz und Eisenkies.

Die Eisenerze, besonders der Magnetit Fe^3O^4, regulär, sehr oft in Octaedern krystallisierend und der Eisenglanz Fe^2O^3 hexagonal krystallisierend, treten in den Eruptivgesteinen gewöhnlich in mikroskopischen Individuen, Kryställchen oder Körnern auf, die sich im Schliff durch ihre Undurchsichtigkeit und den Metallglanz im auffallenden Licht als Erze gut erkennen lassen. Wichtig ist ferner durch seinen

Schwefelgehalt der Eisenkies (Schwefelkies oder Pyrit) FeS^2, der regulär krystallisiert, in kleinen Mengen in allen Eruptivgesteinen auftritt und durch seine Würfelgestalt, seine speisgelbe Farbe sowie seinen hohen Metallglanz erkennbar ist. In größeren Krystallen tritt er, secundär entstanden, in vielen Gesteinen auf und ist dann oft auch für das unbewaffnete Auge deutlich erkennbar. Die Unterscheidung der Eisenerze untereinander ist im Dünnschliff oft schwer und für die Bodenuntersuchung überhaupt ohne Belang.

Von den übrigen accessorischen Gemengtheilen ist nur der Rutil, das Oxyd des Elementes Titan TiO^2, und der Zirkon, die Verbindung des Oxydes des Elementes Zirkon mit SiO^2 (ZrO^2SiO^2) kurz zu erwähnen; beide krystallisieren quadratisch und fallen durch überaus hohe Licht- und Doppelbrechung auf. Der Rutil ist gewöhnlich fuchsroth oder gelbroth und tritt in Säulen, die bisweilen haarartig dünn werden, und in Körnern auf, der Zirkon ist lichtgelblich oder hellrosa und findet sich gewöhnlich in gedrungenen Säulen. Beide Minerale sind in der Regel mikroskopisch, nur ausnahmsweise im Handstück direct zu beobachten.

Die massigen Gesteine (Erstarrungsgesteine, Eruptivgesteine).

Als Grundzug der Eruptivgesteine haben wir ihre Entstehung aus Theilen des Erdinneren kennen gelernt, die sich in einem der Gesteinsverfestigung unmittelbar vorangehendem Stadium in schmelzflüssigem Zustand befunden haben. Aus dieser Entstehungsweise erklären sich die meisten für die Eruptivgesteine charakteristischen Eigenschaften.

Für das geologische Auftreten, die Lagerungsform dieser Gesteine bezeichnend ist die sogenannte durchgreifende Lagerung, d. h. das Auftreten in Stöcken und Gängen, die andere Gesteine durchbrechen, sowie in Strömen und Decken, die sich über die Oberfläche ergossen haben. Ferner ist, wie schon oben dargelegt wurde (vgl. S. 4), für die ganze Gruppe charakteristisch das Fehlen jeder Schichtung, das Vorherrschen der richtungslosen Structur sowie die Ausscheidung der verschiedenen Gemengtheile eines Gesteins nach bestimmten chemischen Gesetzen, aus der unmittelbar folgt, dass in einer Eruptivmasse die tiefer liegenden Gesteinstheile nicht etwa älter sind, als die höheren, wie dies bei den Sedimentgesteinen der Fall ist, sondern dass die gleichen (und gleichwertigen) Gemengtheile in

einer und derselben Gesteinsmasse annähernd gleichalterig sind; wichtig ist schließlich die in vielen Fällen nachweisbare chemische und mechanische Beeinflussung des Nebengesteins, die Contactmetamorphose.

Die Möglichkeit, eine Reihenfolge in der Ausscheidung der Gemengtheile zunächst eines Gesteins festzustellen, beruht auf dem Umstande, dass die Eruptivgesteine sich ganz oder zum größten Theil aus krystallisierten Mineralen aufbauen. Je älter ein Krystall im Gestein ist, desto vollkommener muss seine Krystallgestalt sein; die ältesten Gemengtheile besitzen somit ihre charakteristische Krystallgestalt, sie sind idiomorph. Die nächst ältesten Gemengtheile sind dort, wo sie in ihrem Wachsthum an die ältesten Gebilde stoßen, in ihrer charakteristischen Formentwickelung gehindert; sie sind diesen Mineralen gegenüber allotriomorph, den jüngeren gegenüber aber idiomorph. Die jüngsten Gemengtheile endlich müssen sich mit dem Raum begnügen, den ihnen die älteren Minerale übrig gelassen haben; sie sind völlig allotriomorph. Der Grad der Idiomorphie (resp. Allotriomorphie) bestimmt somit das relative Alter der Gesteinsgemengtheile.

Als Ergebnis zahlloser derartiger Beobachtungen hat sich herausgestellt, dass bei gleichmäßiger ungestörter Entwickelung die ältesten Gemengtheile die kieselsäurefreien Minerale sind, die wesentlich als accessorische Bestandmassen auftreten (Erze, Apatit, Rutil 2c.); auf sie folgen, wegen der geringen Verbreitung und geringen Größe der accessorischen Minerale gewöhnlich noch idiomorph, die eisen- und magnesiahaltigen relativ kieselsäurearmen Gemengtheile, (Olivin, Pyroxene, Amphibole, Biotit, sehr oft als farbige Gemengtheile zusammengefasst). An diese schließen sich die saureren sogenannten „farblosen" oder „feldspatigen" Gemengtheile (Kalkthonerde- und Alkalithonerde-Silicate), als älteste in dieser Gruppe wieder die relativ kieselsäureärmsten, die Plagioklase, sodann die Alkalifeldspate (und event. Nephelin, Leucit 2c.), auf die in kieselsäurereichen Gesteinen als jüngster Gemengtheil der nur aus SiO^2 bestehende Quarz folgt. (Gesetz der Ausscheidung nach abnehmender Basicität). Die Bildungsperioden der einzelnen Gemengtheile sind dabei nicht scharf von einander geschieden, d. h. es braucht nicht der gesammte basischere Gemengtheil ausgebildet zu sein, bevor der saurere seine Ausscheidung beginnt; die Anfänge der Ausbildung liegen zeitlich auseinander, aber der saurere kann seine Ausscheidung schon beginnen, wenn noch Theile des basischen in Lösung sind.

Betrachtet man nun die Gesammtheit der Gesteine, die sich durch die angeführten Merkmale als *Eruptivgesteine* erweisen, so gelangt man zu einer Theilung dieser Gebilde in *zwei großen Gruppen*. In den Gesteinen der *ersten Gruppe* zeigen die Individuen eines und desselben Minerales im allgemeinen keine wesentlichen Größenunterschiede, sie sind alle *in einer einzigen Bildungsperiode* entstanden; auch die Größenunterschiede der Individuen verschiedener Mineralspecies der wesentlichen Bestandtheile sind in diesen Gesteinen gewöhnlich nicht sehr bedeutend. In den Gesteinen der *zweiten Gruppe* macht sich hingegen ein auffallender Unterschied geltend: große Individuen einer oder mehrerer Mineralspecies (*Einsprenglinge*) stehen im scharfen Gegensatz zu einem feinkörnigeren, oft mit dem unbewaffneten Auge oder der Lupe nicht mehr auflösbarem Gemenge verschiedener Substanzen, der sogenannten *Grundmasse*. In dieser spielen sehr oft Individuen derselben Species, die als Einsprenglinge vorkommen, eine sehr wichtige Rolle; da nun jeder Einsprengling älter ist als jeder Gemengtheil der Grundmasse, so haben sich in Gesteinen dieser Art Individuen derselben Mineralspecies *in zeitlich verschiedenen Perioden* gebildet.

Die Glieder der ersten Gruppe heißen *körnige Gesteine*, die der zweiten Gruppe *porphyrische Gesteine*.

Der weitere Vergleich läßt zwischen körnigen und porphyrischen Gesteinen eine Reihe durchgreifender Unterschiede erkennen. Der geologischen Erscheinungsform nach finden sich *in der Gestalt von Stöcken und mächtigen Massiven nur körnige Gesteine*, während *porphyrische* wesentlich als *Ströme und Decken* auftreten; die porphyrischen Gesteine werden oft von *Tuffen* begleitet, von losen Massen von derselben Beschaffenheit wie das Hauptgestein, die in Gestalt von Bomben, kleineren Stücken (Lapilli), Sanden und Aschen auftreten[1]) resp. von den durch Verfestigung dieser Massen entstandenen Gesteinen; den *körnigen Gesteinen fehlt* eine derartige Begleitung durchaus. Die körnigen Gesteine sind *holokrystallin*, d. h. sie bauen sich nur aus krystallisierten Mineralen auf; bei den *porphyrischen Gesteinen* findet sich häufig in der Grundmasse *Glas*, d. h. amorph erstarrte, nicht individualisierte Substanz; an sie schließen sich Gesteine, die zum größten Theil oder völlig aus Glas bestehen. Während

[1]) Der Gruppe der *Tuffe* gehören bekanntlich die Gesteinsmassen an, die im Jahre 79 n. Chr. Pompeji und Herculanum verschütteten.

schließlich die körnigen Gesteine das Nebengestein auf weite Strecken metamorphosiert haben, so dass sie von einem oft hunderte von Metern mächtigen Contacthofe umgeben sind, fehlt diese Contactwirkung dem Nebengestein der porphyrischen Gesteine oft völlig und ist dort, wo sie auftritt, auf eine sehr dünne Zone beschränkt.

Sämmtliche Unterschiede erklären sich aus der Annahme *verschiedener Bildungsweise* beider Gruppen. Wenn Theile des Erdinneren auf Spalten in höhere Theile der Erdrinde gelangen, sinkt ihre Temperatur und zu einem gegebenen Zeitpunkt kann die Ausscheidung der Gemengtheile beginnen. Bleibt nun die schmelzflüssige Masse *in der festen Erdrinde stecken und erfüllt also Hohlräume im Erdinneren, ohne an die Oberfläche zu gelangen*, so ändern sich die physikalischen Verhältnisse (Temperatur, Druck, Gehalt an überhitztem Wasser, Menge der in der schmelzflüssigen Masse absorbierten Gase ꝛc.) von dem Zeitpunkt an, in dem die erste Mineralbildung stattfand, nur sehr langsam: die Ausscheidung erfolgt, ohne dass eine Unterbrechung in der Bildung statt findet, nach dem Gesetz der Ausscheidung nach abnehmender Basicität; die Abkühlung tritt so langsam ein, dass auch der jüngste Gemengtheil noch auskrystallisieren kann und keine Substanz übrig bleibt, die durch vorzeitige Abkühlung glasig erstarrt. Die Bildung von Tuffen ist unmöglich, da der ganze Hohlraum von der schmelzflüssigen Masse erfüllt ist; die hohe Temperatur, das langsam entweichende überhitzte Wasser und die Gase wirken lange Zeit auf das Nebengestein ein und erzeugen daher einen großen Contacthof; es entsteht somit ein Gebilde mit allen Merkmalen der körnigen Gesteine.

Nach ihrer geologischen Geschichte werden diese Gesteine auch *Tiefengesteine* genannt.

Gelangen jedoch Theile des schmelzflüssigen Erdinneren auf Spalten an die *Erdoberfläche*, so breiten sich diese Massen in Strömen und Decken aus; der Druck, unter dem die Massen gestanden haben, lässt plötzlich nach, so dass in dem Augenblicke, in dem die Erdoberfläche erreicht wird, die in der schmelzflüssigen Masse absorbierten Gase frei werden und Theile der noch schmelzflüssigen Masse mit sich reißen können, die in die Höhe geschleudert werden, in der Luft erstarren und als Bomben, Lapilli, Sande und Aschen, kurz als *Tuffe* in der Umgebung der Ausbruchsstelle niederfallen. Während die Masse im Inneren der Erde aufstieg, begann die Auskrystallisation in derselben

Weise und nach denselben Gesetzen, wie bei den Tiefengesteinen — die Producte dieser Entwickelungsperiode sind die Einsprenglinge — sobald aber das Gestein an die Erdoberfläche gelangt, tritt plötzliche Abkühlung, begleitet von starker Verminderung des Druckes ein; die noch in schmelzflüssiger Lösung befindlichen Substanzen, das Material, aus dem sich die Grundmasse aufbaut, scheiden sich sehr rasch und deshalb in günstigen Fällen in zahllosen kleinen, gewöhnlich nur mikroskopisch sichtbaren Kryställchen aus; oft ist aber auch dies nicht mehr möglich und der Schmelzfluss erstarrt theilweise oder gänzlich zu Glas. Durch die schnelle Abkühlung und die plötzliche Abgabe der Gase und Dämpfe wird eine intensive Einwirkung auf das Nebengestein unmöglich, dieses also nur auf eine kleine Entfernung oder gar nicht contactmetamorph verändert. Alle charakteristischen Eigenschaften dieser Gesteine sind demnach durch die Thatsache erklärt, dass diese sich im schmelzflüssigen Zustand über die Erdoberfläche ergossen haben; sie werden daher als Ergussgesteine zusammengefasst.

Ein directer Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung ist in folgenden Beobachtungen zu erblicken: wo die Verwitterung die auf einem Tiefengestein (Granit, Syenit, Diorit, Gabbro 2c.) liegenden Gesteine so weit entfernt hat, dass das Eruptivgestein und ein Theil der auf ihm liegenden Gesteine der Beobachtung zugänglich sind, findet man auch die auf dem körnigen Gestein liegenden Massen (das sogenannte „Hangende"), contactmetamorph verändert: das beweist, dass diese Gesteine schon bestanden, als die schmelzflüssige Masse emporbrang, da sie sonst von ihr nicht hätten verändert werden können, und zeigt somit, dass das körnige Gestein nicht als Schmelzfluss an die Erdoberfläche gelangt sein kann, sondern in der Erdrinde stecken geblieben ist. In der Gegenwart kann man die Bildung von Tiefengesteinen, obwohl sie zweifellos jetzt keinesfalls seltener entstehen als in früheren Perioden der Erde, niemals beobachten, da sie ja innerhalb der Erdrinde vor sich geht; deshalb ist der Umstand von großer Bedeutung, dass thatsächlich kein Product eines thätigen Vulcans typisch körnige Structur besitzt.

Besser noch kann man sich von der Richtigkeit der Darlegung für die Ergussgesteine überzeugen, da hier directe Beobachtungen möglich sind. Reißt man aus einem fließenden Lavastrom einen Theil heraus und kühlt ihn, so erstarrt die noch schmelzflüssige Masse zu Glas; ein derartiges Stück enthält aber die großen Krystalle, die Einsprenglinge ganz so wie die normal verfestigten Theile des Lavastromes

und beweist somit die Richtigkeit der Annahme, dass diese Gesteinstheile sich im Erdinnern gebildet haben. Vergleicht man die künstlich gekühlte Lava nach einiger Zeit mit Stücken desselben Stromes nach seiner normalen Verfestigung, so finden sich in der Grundmasse des auf normalem Wege verfestigten Gesteins eine Menge kleiner Kryställchen, die dem künstlich abgekühlten Stück völlig fehlen, sich also nur nach der Eruption, während der Abkühlung an der Erdoberfläche gebildet haben können.

Da die Structur direct von der Art der Abkühlung und Abgabe der Gase und Dämpfe abhängig ist, müssen sich Uebergänge zwischen beiden Structurarten finden; thatsächlich treten im Inneren gewaltiger Ergussmassen an die körnige Structur anklingende Anordnungen auf, während umgekehrt an den äußersten, am relativ schnellsten abgekühlten Theilen von Tiefengesteinen sich bisweilen eine Wiederkehr in der Bildung eines oder mehrerer Gemengtheile, also eine porphyrische Structur nachweisen läst.

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung kann ein principieller Unterschied zwischen Tiefen- und Ergussgesteinen nicht bestehen, da ja diese Gruppen nicht von vornherein als Theile des Erdinneren unterschieden sein können, sondern die gleiche feurigflüssige Masse sich erst auf Grund ihrer geologischen Geschichte als Tiefengestein oder Ergussgestein entwickelt. Es entspricht somit chemisch bis zu einem gewissen Grade jedem Tiefengestein ein Ergussgestein und umgekehrt.[1]) Die den natürlichen Verhältnissen am meisten entsprechende Eintheilung der Eruptivgesteine müsste somit von der chemischen Zusammensetzung der Gesteine ausgehen, sie nach chemischen Principien eintheilen und dann die Tiefenform und die Ergussformen jedes einzelnen „Magmas" (d. h. des betreffenden charakterisierten schmelzflüssigen Theiles des Erdinneren) im Zusammenhange behandeln. Für die hier verfolgten Zwecke empfiehlt sich aus verschiedenen Gründen eine ältere Anordnung: da die chemische Zusammensetzung direct immer nur durch die Analyse, also sehr umständlich festzustellen ist, tritt an ihre Stelle als Eintheilungsprincip die von ihr bis zu einem gewissen Grade abhängige mineralogische Zusammensetzung der Gesteine; wegen ihrer verschiedenen

[1]) Auf die petrographisch überaus wichtigen Ganggesteine, Gebilde, die mit sehr spärlichen Ausnahmen nur in Gängen auftreten, ihrem Wesen nach Spaltungsproducte der Magmen sind und geologisch stets an die Tiefengesteine, aus deren Magma sie hervorgingen, gebunden erscheinen, kann wegen ihrer quantitativ sehr geringen Betheiligung am Aufbau der Erdrinde nicht im Zusammenhange eingegangen werden.

Bedeutung für die Beschaffenheit der Erdoberfläche, sowie besonders wegen ihres verschiedenen Verhaltens bei der Verwitterung werden die Tiefengesteine und die Ergussgesteine getrennt behandelt.

Bei der Eintheilung der Gesteine nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung unterscheidet man wesentliche Gemengtheile, ohne welche die betreffende Gesteinsfamilie nicht denkbar ist, charakteristische Gemengtheile, die für die Arten der Familie bezeichnend sind und von denen wenigstens ein Vertreter im Gestein vorhanden sein muss, und accessorische Gemengtheile, deren Anwesenheit oder Fehlen ohne Belang für die Art des Gesteins ist.

I. Die Tiefengesteine.

Nach mineralogischen Principien eingetheilt, zerfallen die Tiefengesteine in folgende Gruppen (die für die Bodenbildung ihrer Seltenheit wegen unwichtigen Gesteinsfamilien stehen in Klammern):

Wesentliche Gemengtheile	Charakteristische Gemengtheile	Name
Alkalifeldspat, Quarz	Biotit, Amphibol, selten ein Pyroxen	Granit.
Alkalifeldspat	Biotit, Amphibol, Pyroxen	Syenit.
[Alkalifeldspat, Nephelin		Nephelinsyenit].
Plagioklas { mit Quarz / —	Biotit, Amphibol, Pyroxen	Diorit { Quarzdiorit. / Diorit.
Plagioklas { — / mit Olivin	Pyroxen	Gabbro { Gabbro. / Olivingabbro.
Olivin	Pyroxen, Amphibol, Biotit	Peridotit.
[Pyroxen	(Olivin)	Pyroxenit].
[Plagioklas, Nephelin	Pyroxen	Theralith].
[Nephelin		Ijolith].

Granit.

Die Granite sind körnige Gesteine, aufgebaut aus Alkalifeldspat (in den weitaus meisten Fällen aus Kalifeldspat, sogenanntem Orthoklas) und Quarz, zu denen sich in den zahlreichsten Vorkommen Biotit als charakteristischer Gemengtheil gesellt. Nicht selten wird der Biotit begleitet von grüner Hornblende, sehr selten ist Hornblende der einzige charakteristische Gemengtheil, noch seltener ist ein wesentlicher Pyroxengehalt. In den meisten Fällen wird der Kalifeldspat begleitet, oft theilweise ersetzt durch nicht unwesentliche Mengen von Plagioklas. Als accessorische Gemengtheile treten auf: Erze, Apatit, Zirkon und andere mehr, die sich immer nur in kleinen Mengen und erst bei mikroskopischer Untersuchung wahrnehmbar einstellen. Durch das Herrschen der farblosen oder hell gefärbten Gemengtheile erscheinen die Gesteine hell (weiß, grau, röthlich mit dunkelglänzenden Tupfen [den farbigen Gemengtheilen]); die einzelnen Individuen der wesentlichen und charakteristischen Gemengtheile sind fast immer so groß, daß sie mit unbewaffnetem Auge deutlich zu unterscheiden sind. Gewöhnlich sind die Feldspate und Quarze größer als die farbigen Gemengtheile.

Die Anordnung der Gemengtheile ist regellos körnig, so dass keine durch Parallelanordnung eines oder mehrerer Minerale hervorgerufene Theilbarkeit entsteht; Klüfte und Sprünge laufen ohne irgend welche Beziehung zur Anordnung der Minerale durch das Gestein. Die Reihenfolge der Ausscheidung erweist sich unter dem Mikroskop durchaus dem Gesetz der Ausscheidung nach abnehmender Basicität entsprechend; nach der Ausscheidung der accessorischen Gemengtheile (Erze, Apatit, Zirkon) beginnt die Bildung des Biotits respective der Hornblende, es folgt der Plagioklas, auf ihn der Kalifeldspat und den Schluss bildet, gewöhnlich ohne jede Andeutung einer eigenen Krystallform, der Quarz.

Die Mengenverhältnisse, in welchen die Gemengtheile im Granit, spec. in der verbreitetsten Abtheilung, dem Biotitgranit oder Granitit vertreten sind, schwanken in ziemlich weiten Grenzen; Justus Roth, ein vorzüglicher Kenner der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine, nimmt als Durchschnittswert eine Zusammensetzung von 30—35% Quarz, 40—60% Feldspat, 5—15% Biotit, eine chemische Zusammensetzung von SiO^2 : 72·3%, Al^2O^3 : 13·5%, Fe^2O^3 und FeO : 2·7%, CaO : 0·4%, MgO : 0·5%, K^2O : 9·3%, Na^2O : 1%, H^2O : 0·2%. Durch ihren etwas höheren Kalkgehalt wie

durch den geringeren Kali- und höheren Natrongehalt nähert sich eine zweite, gleichfalls von Roth angestellte Bestimmung der Mittelwerte den natürlichen Verhältnissen noch mehr: SiO^2: 72%, Al^2O^3: 16%, FeO^3 und FeO: 1·5%, CaO: 1·5%, MgO: 0·5%, K^2O: 6·5%, Na^2O: 2·5%.

In allen Fällen, in denen die Prüfung vorgenommen wurde, fand sich in den Gesteinen ein Gehalt an Phosphorsäure, der nach der wohl in allen Graniten nachgewiesenen Apatitführung mit Bestimmtheit überall zu erwarten ist. Die Menge der Phosphorsäure geht bis zu ½% und darüber, bleibt aber nicht selten wesentlich unter diesem Werte.

Die Granite sind weit und in gewaltiger Ausdehnung verbreitete Gesteine; in Europa setzen sie das Riesengebirge zum größten Theil zusammen, spielen eine sehr bedeutende Rolle in der preußischen und sächsischen Lausitz, im Erzgebirge, Fichtelgebirge, im Harz (Brocken und Ramberg), Odenwald, Schwarzwald, in einzelnen Theilen der Alpen (Mont Blanc, St. Gotthard, Cima d'Asta ꝛc.) im Hochland von Frankreich, den Pyrenäen, Cornwall, weiten Gebieten des skandinavischen Nordens, in Finnland ꝛc.; außerhalb Europas sind zum Theil sehr bedeutende Vorkommen in Aegypten, Kleinasien, China, mehreren Theilen der Vereinigten Staaten, Brasilien und vielen anderen Gebieten bekannt.

Durch Zurücktreten des Quarzes bilden sich Uebergänge in Syenit, durch Zunahme des Plagioklases auf Kosten des Kalifeldspates Uebergänge in Diorit heraus, die natürlich auch chemisch durch Abnahme von SiO^2 respective Abnahme von SiO^2 und K^2O und Zunahme von FeO, MgO und ganz besonders CaO von dem angegebenen Mittelwerte ziemlich weit abweichen. [Umgekehrt finden sich auch unter den als Granite zusammengefassten Gesteinen solche, bei denen Kalk, Eisen, Magnesia fast ganz zurücktreten und bei denen unter den Alkalien Natron entschieden herrscht (Lauterbach im Erzgebirge, besonders verbreitet im südlichen Norwegen). Diese Gesteine sind ihrem ganzen Wesen nach verwandt mit den Nephelinsyeniten und zeigen diese Verwandtschaft durch einen hohen Gehalt an Natron sowie durch die Natur ihrer farbigen Gemengtheile spec. des Amphibols und des Pyroxens. Doch sind diese theoretisch überaus interessanten Gesteine nicht so weit verbreitet, dass sich ein näheres Eingehen auf sie hier rechtfertigen ließe.]

Syenit.

Die Syenite sind körnige Tiefengesteine, charakterisiert durch das Vorherrschen des Alkalifeldspates über den Plagioklas, der regelmäßig und sehr oft in größerer Menge als im Granit vorhanden ist. Als charakteristische Gemengtheile treten hinzu: Biotit (Glimmersyenite) und Hornblende (Syenite im engeren Sinne), seltener Augit in wechselnden Mengen; Quarz fehlt oder findet sich nur als accessorischer Gemengtheil, Apatit tritt immer in nicht spärlicher Verbreitung auf, Eisenerze spielen eine etwas größere Rolle als beim Granit. Chemisch sind daher diese Gesteine den Graniten gegenüber charakterisiert durch geringeren Gehalt an SiO^2 und gewöhnlich auch an K^2O, größeren an FeO, CaO, MgO und Na^2O. Eine Durchschnittszusammensetzung ist schwer zu ermitteln; das gewöhnlich als Typus der Hornblendesyenite oder Syenite im engeren Sinn betrachtete Gestein aus dem Plauenschen Grund bei Dresden ergab abgerundet: SiO^2: 59·8%, Al^2O^3: 16·9%, FeO: 7·0%, CaO: 4·4%, MgO: 2·6%, K^2O: 6·6%, Na^2O: 2·4%, H^2O: 1·3%; ein anderer Syenit von Blansko in Mähren (unweit Brünn) mit viel Biotit zeigt eine wesentlich durch ein anderes Verhältnis der Alkalien charakterisierte Zusammensetzung: SiO^2: 61·7%, Al^2O^3: 13·6%, FeO: 7·2%, CaO: 5·9%, MgO: 3·3%, K^2O: 3·4%, Na^2O: 3·1%, H^2O: 1·0%.

Syenite sind nicht seltene, aber auch nicht annähernd so weit verbreitete Gesteine wie die Granite; auch treten sie nicht in so gewaltigen Massiven, sondern mehr in kleineren Stöcken auf. Die meisten Syenite sind geologisch mit Graniten verbunden. Von Vorkommen sind neben den bereits erwähnten vom Plauenschen Grund bei Dresden und der gewaltigen Masse von Brünn hervorzuheben: ein Vorkommen östlich von Glatz in Schlesien, zahlreiche Vorkommen im Schwarzwald, der Syenitstock von Biella (Piemont) ꝛc., sowie ein Augitsyenit von Gröba bei Riesa (Sachsen).

In viel weiterer Verbreitung und viel deutlicher als bei den Graniten treten unter den nach der mineralogischen Eintheilung als Syenite zusammengefaßten Gesteinen Gebilde auf, die durch ihren hohen Gehalt an Natron und deutliches Zurücktreten der farbigen Gemengtheile von den beschriebenen Syeniten sehr weit abweichen und mit den Alkaligraniten und Nephelinsyeniten zusammen eine eigene Gesteinsfamilie bilden, die wohl über kurz oder lang von den Graniten und Syeniten wird abgetrennt werden müssen. Glieder dieser Reihe sind

besonders im südlichen Norwegen und in verschiedenen Theilen Nordamerikas weit verbreitet. Die sich an sie anschließenden

Nephelinsyenite

können hier trotz ihres hohen theoretischen Interesses nur kurz erwähnt werden. Es sind durch die Combination Alkalifeldspat und Nephelin (sehr selten Leucit) charakterisierte Tiefengesteine; der farbige Gemengtheil ist gewöhnlich ein natronreicher grüner Pyroxen (Aegirin), seltener eine gleichfalls natronreiche Hornblende. Sehr verbreitet ist als accessorischer Gemengtheil Sodalith.

Chemisch sind sie charakterisiert durch hohen Thonerdegehalt (20% und mehr) und hohen Gehalt an Alkalien, besonders Natron, in Verbindung mit einem mittleren Kieselsäuregehalt und wenig Kalk und Magnesia.

Die Gesteine sind ziemlich selten; in Mitteleuropa ist nur das Vorkommen von Ditro im östlichen Siebenbürgen und von Pouzac in den Pyrenäen bekannt; sie finden sich in bedeutenden Massen in der Serra Monchique in Südportugal, sodann im skandinavischen Norden in einem gewaltigen Massiv auf der Halbinsel Kola (Lappland), bei Miask im Ilmengebirge, in Grönland, in Canada bei Montreal, ferner in den Vereinigten Staaten an verschiedenen Stellen, in Brasilien 2c.

Diorit.

Die Diorite sind körnige, dabei bisweilen fast dicht erscheinende Tiefengesteine, charakterisiert durch das Vorherrschen des Plagioklases über den Alkalifeldspat und Auftreten von Biotit, Hornblende, seltener Augit bei gleichzeitiger Anwesenheit oder Fehlen des Quarzes unter den charakteristischen Gemengtheilen. Die Gesteine schließen sich somit direct an die Granite (Quarzdiorite) und die Syenite (Diorite im engeren Sinn) an, von denen sie sich wesentlich durch höheren Gehalt an zweiwertigen Metallen (Ca, Mg, Fe) auszeichnen und mit denen sie geologisch oft im innigsten Zusammenhang stehen. Am schnellsten sind sie von diesen Gesteinen durch die Zwillingsstreifung des herrschenden Feldspates auf einer Spaltungsfläche zu unterscheiden. Eine Durchschnittszusammensetzung läßt sich wegen des überaus wechselnden, zwischen 50% und 70% betragenden Gehaltes an SiO^2, der im reichlichen Vorhandensein, spärlichen Vorkommen oder Fehlen des Quarzes seinen Ausdruck findet, nicht angeben; als Beispiel für eine

sehr saure, dem Granitit nahe stehende Varietät kann ein Quarzglimmerdiorit von Klausen (Tyrol) mit SiO^2: 70·2%, Al^2O^3: 11·1%, Fe^2O^3: 1·9%, FeO: 2·9%, CaO: 3·3%, MgO: 1·2%, K^2O: 3·2, Na^2O: 3·8, H^2O: 1·9%, als Beispiel für die basischeren Vorkommen der immer noch Quarz führende Hornblendediorit oder Diorit (im engeren Sinne) von Schwarzenberg bei Barr (Vogesen) gelten mit SiO^2: 53·0%, Al^2O^3: 17·2%, Fe^2O^3: 4·8%, FeO: 5·1%, CaO: 8·1%, MgO: 4·7%, K^2O: 1·5%, Na^2O: 2·9%, H^2O: 1·4%. Doch gibt es noch basischere Diorite; hierher gehörige Gesteine, deren SiO^2 unter 50% sinkt, sind nicht selten, während andererseits Kieselsäuremengen über 65% recht selten sind. Die accessorischen Gemengtheile treten wie im Granit auf, das Gestein von Schwarzenberg ergab 0·4% P^2O^5, eine Zahl, die auf einen ziemlich großen Apatitgehalt des Gesteins hinweist. Eisenerze spielen in dieser Gruppe häufig eine bedeutende Rolle.

Die Diorite sind in Gängen und kleinen Stöcken sehr weit verbreitete Gesteine, deren Fundpunkte in den älteren deutschen Gebirgen kaum aufgezählt zu werden brauchen; seltener finden sie sich in so gewaltigen Massen wie die Granite. Besonders häufig treten sie im Odenwald, den Vogesen, ferner im Böhmerwalde auf; größere Massive sind aus den Alpen bekannt (besonders der sogenannte Tonalit vom Adamello ꝛc. und das Gestein von Klausen), sie finden sich ferner in Corsica, in der Provinz Almentejo (Portugal) und sind auch außerhalb Europas weit verbreitet.

Gabbro (und Norit).

Als Gabbro werden körnige Tiefengesteine bezeichnet, charakterisiert durch die Mineralcombination: basischer, d. h. kalkreicher Plagioklas und monosymmetrischer Pyroxen, der die Diallagstructur (S. 57) gewöhnlich in so ausgeprägter Weise besitzt, dass als charakteristisch für Gabbro oft die Combination Plagioklas + Diallag angegeben wird. Zu dieser Combination tritt oft noch Olivin hinzu (Olivingabbro, die olivinfreien Gesteine heißen Gabbro im engeren Sinn); Erze spielen oft eine bedeutende Rolle, Quarz fehlt fast immer. Chemisch sind es basische Gesteine; SiO^2 erreicht nur selten 50%, Al^2O^3 schwankt um 15%, Fe^2O^3 und FeO sowie CaO und MgO schwanken in sehr weiten Grenzen, sind aber immer in bedeutenden Mengen vorhanden (nur die Magnesia sinkt gelegentlich bei

hohem Eisengehalt bis auf wenige Procent), Alkalien sind immer nur in sehr geringen Mengen vorhanden. Die Gabbros sind gewöhnlich dunkle Gesteine; nur wenn der Diallag an Stelle der gewöhnlich braunen bis schwarzen grüne Farbe besitzt, erscheinen sie hell. Die Korngröße wechselt sehr, doch sind grobkörnige Varietäten weit verbreitet. Bemerkenswert ist, dass der Pyroxen dem basischen Plagioklas gegenüber sehr oft nicht idiomorph ist.

Der Gabbro tritt in Stöcken und Massiven auf; bekannte Vorkommen sind in Schlesien Volpersdorf bei Neurode und der Zobten bei Breslau, ferner das Radauthal im Harz, der Frankenstein im Odenwald, Le Prese in den Ostalpen, das Gebiet zwischen Genua und Savona, die Halbinsel Lizard (Cornwall) 2c.

Als Norit wird die entsprechende Combination basischer Plagioklas und rhombischer Pyroxen (mit und ohne Olivin), die stets von Diallag begleitet ist, bezeichnet; die Gesteine sind sehr oft mit Gabbro geologisch verbunden, so im Radauthal und an anderen Orten, doch auch selbständig. Chemisch mit dem Gabbro übereinstimmend.

Apatit findet sich in allen diesen Gesteinen in nicht unbedeutenden Mengen.

Peridotit und Pyroxenit.

Als Peridotite werden feldspatfreie körnige Tiefengesteine bezeichnet, die als wesentlichen Gemengtheil Olivin allein oder mit Pyroxenen, Amphibol und Biotit vergesellschaftet enthalten; die Pyroxenite sind entsprechende Gesteine mit Pyroxenen als wesentlichem herrschendem Gemengtheil. Geologisch sind sie oft mit Gabbros verbunden, treten aber auch selbständig auf; chemisch sind sie durch niedrigen Kieselsäuregehalt, zurücktretenden Gehalt von Thonerde und Kalk, Fehlen der Alkalien und Herrschen der Magnesia und des Eisens charakterisiert. Als Fundpunkte kommen der Harz, Odenwald, Fichtelgebirge, die Alpen, Pyrenäen 2c. in Betracht.

[Lediglich wegen der Wichtigkeit, die den entsprechenden Gesteinen bei den Ergusstypen zukommt, müssen hier trotz ihrer großen Seltenheit die **Theralithe**, durch die Combination Plagioklas + Nephelin, und die **Ijolithe**, durch die Combination Nephelin + Pyroxen charakterisierte körnige Gesteine angeführt werden.]

In der Ausscheidung nach abnehmender Basicität liegt es begründet, dass besonders in den saureren Tiefengesteinen sich die früh gebildeten basischeren Gemengtheile zu dunklen Massen von sehr verschiedener Größe mechanisch zusammenballen (sogenannte basische Concretionen) und umgekehrt die jüngsten zuletzt verfestigten Gesteinstheile wesentlich aus den farblosen sauren Gemengtheilen bestehen und demgemäß heller erscheinen als das Hauptgestein (saure Schlieren). Bisweilen findet auch in größerem Maßstabe ein Zerfall eines Magmas in einen saureren und einen basischeren Theil statt; es treten dann zwei anscheinend verschiedene Gesteine geologisch eng verbunden auf. Entsprechende Massen finden sich sehr oft in Gangform, das Tiefengestein durchsetzend; dies sind die sogenannten **Ganggesteine**, für die die geologische, mineralogische und chemische Abhängigkeit von dem Hauptgestein charakteristisch ist. Eine Gruppe der Ganggesteine, die das saure Spaltungsproduct darstellen, sind wesentlich aus den farblosen Gemengtheilen Feldspat und Quarz zusammengesetzt; sie sind entweder sehr feinkörnig (Aplit) oder sehr grobkörnig (Pegmatit); ihr entspricht eine zweite Gruppe von Ganggesteinen, die reich an den farbigen Gemengtheilen Biotit, Hornblende, Augit sind; die wichtigsten derartigen Gesteine sind die Minette (mit Kalifeldspat) und der Kersantit (mit Plagioklas). Theoretisch vom höchsten Interesse ist die Thatsache, dass die in der Hauptgruppe der Granite, Syenite und Diorite auftretenden oben genannten Ganggesteine sich in den Alkalisyeniten und Nephelinsyeniten nicht finden, sondern hier von anderen chemisch und mineralogisch abweichenden Ganggesteinen vertreten werden, wodurch die Abhängigkeit der Ganggesteine von der Beschaffenheit der Tiefengesteine, in denen sie auftreten, bewiesen ist.

II. Die Ergussgesteine.

Als charakteristisch für die Ergussgesteine kann die porphyrische Structur bezeichnet werden, bei der ein oder mehrere Minerale sich in zwei, bisweilen auch in mehr von einander zeitlich geschiedenen Perioden gebildet haben. Die Gemengtheile, die im Erdinneren, in der intratellurischen Periode entstanden sind, die Einsprenglinge, stehen im Gegensatze zu den nach dem Erguss auf der Erdoberfläche gebildeten Gemengtheilen der Grundmasse. Hierbei sind jedoch zwei Punkte zu berücksichtigen, die sich auf das Mengenverhältnis der Einsprenglinge und der Grundmasse beziehen. Hat ein Erguss-

gestein eine sehr lange intratellurische Periode, so überwiegen die Einsprenglinge und die Grundmasse tritt ganz zurück, so dass sie bisweilen zu fehlen scheint, und umgekehrt können bei kurzer intratellurischer Periode, wenn das Magma aus den Tiefen des Erdinneren sehr rasch an die Erdoberfläche gelangt ist, die Einsprenglinge gänzlich fehlen, so dass in diesen beiden Fällen eine Wiederkehr in der Bildung eines oder mehrerer Gemengtheile nicht nachzuweisen ist. Auch die Beschaffenheit der Grundmasse selbst schließt bisweilen eine Wiederkehr in der Bildung der Gemengtheile aus: geht die Erstarrung an der Erdoberfläche sehr rasch vor sich, so bilden sich keine Minerale, sondern die Masse erstarrt glasig, sodass die Einsprenglinge in einem homogenen, optisch isotropen Glase liegen. Es sind somit für ein und dasselbe Magma je nach dem Verlauf der Ausbildung zum Ergussgestein sehr verschiedene Erscheinungsformen möglich:

A. Verhältnis der Einsprenglinge zur Grundmasse.

1. Bei lang andauernder intratellurischer Periode: Structur durch Herrschen der Einsprenglinge fast körnig.

2. Bei normaler Dauer: Einsprenglinge und Grundmasse deutlich zu unterscheiden, die relativen Mengenverhältnisse schwanken in ziemlich weiten Grenzen (einsprenglingsreich bis einsprenglingsarm).

3. Bei sehr kurzer intratellurischer Periode: einsprenglingsfrei.

B. Ausbildung der Grundmasse.

Die ganze bei der Effusion noch schmelzflüssige Masse krystallisiert aus: holokrystalline Grundmasse.

2. Ein Theil krystallisiert aus, ein Theil erstarrt amorph: hypokrystalline Grundmasse.

3. Die ganze Masse erstarrt glasig: glasige Grundmasse.

Diese verschiedenen Ausbildungsweisen können sich nun in jeder möglichen Weise combinieren; die wichtigsten Structuren der Ergussgesteine sind (durch den Zusatz „porphyrisch" wird stets das Vorhandensein von Einsprenglingen und Grundmasse bezeichnet):

1. Die angenähert körnige Structur.
2. Die holokrystallin-porphyrische Structur.
3. Die hypokrystallin-porphyrische Structur.

4. Die vitrophyrische Structur (Einsprenglinge vorhanden, Grundmasse Glas).

5. Die Spilitstructur (Einsprenglinge fehlen, das Gestein ist hypokrystallin mit wenig Glas).

6. Gesteinsglas (keine krystallisierten Ausscheidungen vorhanden).

Eine sehr auffallende, durch andere Verhältnisse hervorgerufene Structur bringt löcherige, bisweilen geradezu schwammige Gesteine hervor; die Hohlräume entstehen durch das Entweichen der absorbierten Gase, während die Gesteinsmasse an der Erdoberfläche hinfließt. Durch Zersetzungsvorgänge nach der Verfestigung des Gesteins füllen sich diese Hohlräume sehr oft mit verschiedenen Mineralen; die Gesteine werden dann Mandelsteine genannt.

Sehr charakteristisch sind ferner bei vielen Vorkommen auftretende Absonderungsformen. Am auffallendsten und verbreitetsten ist die säulenförmige Absonderung, besonders schön bei Basalten entwickelt, und die plattenförmige Absonderung (bei den Phonolithen typisch entwickelt), die einen Zerfall in dünne, von parallelen Ebenen begrenzte Platten erzeugt.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung entspricht, wie zu erwarten war, jeder Gruppe der Tiefengesteine ein Ergussgestein, chemisch macht sich allerdings insofern ein gewisser Unterschied geltend, als die Ergussgesteine in der Regel etwas reicher an Kieselsäure und Alkalien und demgemäß ärmer an zweiwertigen Metallen sind, als die entsprechenden Tiefengesteine. Es wird dies auf eine weitergehende Spaltung der Magmen sowie auf eine Differenzierung der aufsteigenden Lösung nach dem specifischen Gewicht zurückgeführt, wodurch die tieferen Theile, die die Erdoberfläche nicht erreichen und sich als Tiefengestein entwickeln, etwas reicher an Kalk, Magnesia und Eisen sind als die höheren Theile, die an die Erdoberfläche gelangen und sich hier als Ströme oder Decken ergießen.

In der geologisch-petrographischen Literatur finden sich nun für jedes mineralogisch und chemisch wohl definierte Ergussgestein in der Regel zwei Namen, z. B. für die Ergusssäquivalente der Granite, charakterisiert durch die Combination Quarz-Alkalifeldspat oder durch eine chemische Zusammensetzung, die bei krystalliner Entwickelung des Gesteins diese Combination bedingen würde, die Bezeichnung Quarzporphyr und Liparit. Infolge der historischen Entwickelung der Petrographie drückt man mit diesen Bezeichnungen das verschiedene Alter der Ergussgesteine aus und spricht von paläovulkanischen

und neovulkanischen Erguſsgeſteinen. Die jüngeren, neovulkaniſchen Erguſsgeſteine ſtehen in der Regel noch in einem nachweisbaren Zuſammenhang mit Vulkanen, während bei den paläovulkaniſchen Geſteinen dieſe Beziehungen gewöhnlich direct nicht erkennbar ſind; durch Einwirkung der Verwitterung haben die alten Erguſsgeſteine ſehr oft ein ſteiniges Ausſehen im Vergleich zu dem glaſigen der entſprechenden jüngeren Geſteine. Dieſe Unterſchiede ſind beſonders in Deutſchland auffallend, weil hier eine ſehr lange Zeit hindurch die vulcaniſche Thätigkeit vollſtändig geruht hat, ſo daſs nur alte und ſehr junge Erguſsgeſteine entwickelt ſind. In anderen Gebieten findet ſich eine derartige Lücke nicht; auch kommen alte ganz friſche und junge veränderte Geſteine vor, ſo daſs ein Unterſchied zwiſchen paläovulkaniſch und neovulkaniſch ſtreng genommen nicht beſteht.

Es iſt nun nicht möglich, die ſehr mannigfaltig ausgebildeten Erguſsgeſteine im Einzelnen zu ſchildern; es muſs genügen, in einer Tabelle die Erguſsgeſteine als Aequivalente der Tiefengeſteine anzuführen, hierdurch gleichzeitig ihre chemiſche Zuſammenſetzung annähernd zu charakteriſieren und die wichtigſten Merkmale zu ihrer Erkennung anzugeben. Von den Gemengtheilen werden nur die wichtigſten genannt, die in allen Geſteinen vorkommenden acceſſoriſchen Minerale, beſonders Apatit und Erze, nicht mit angeführt. Die mineralogiſche Zuſammenſetzung iſt ſelbſtverſtändlich nur bei den holokryſtallinen Geſteinen ganz, bei den hypokryſtallinen theilweiſe zu erkennen; bei den glaſigen Gliedern, die allerdings für den Ackerbau faſt gar nicht in Betracht kommen, iſt man auf die Analyſe angewieſen. Die Möglichkeit der Erkennung mit dem unbewaffneten Auge reſpective der Lupe beruht, da die Grundmaſſe immer dicht iſt, auf der Beſtimmung der Einſprenglinge; wenn dieſe fehlen oder ſo klein ſind, daſs ſie unkenntlich werden, iſt eine Sicherheit der Beſtimmung nur durch das Mikroſkop möglich. Einen allerdings durchaus nicht immer zuverläſſigen Hinweis gibt die Farbe der Geſteine, beſonders bei annähernd holokryſtalliner Entwicklung: die ſauren, alkalireicheren Geſteine erſcheinen wegen ihres großen Gehaltes an Feldſpat und des Zurücktretens der farbigen Gemengtheile gewöhnlich hellgefärbt, oft auch braun und roth, während die baſiſchen durch die vielen farbigen Gemengtheile im dichten Zuſtand ſehr dunkel, gewöhnlich ſchwarz gefärbt ſind; doch erſcheint Glas auch in ſauren Geſteinen im Handſtück ſehr oft dunkel, wie überhaupt Ausnahmen nicht ſelten ſind. Bei

krystalliner Entwickelung ist ferner das specifische Gewicht der basischen Gesteine bedeutend höher als das der sauren. Mandelsteinstructur ist bei den basischen Gesteinen viel häufiger als bei den sauren.

Tiefengesteine	Ergußgesteine	
	paläovulcanisch	neovulcanisch
Granite	a) **Hauptreihe.** **Quarzporphyr**	**Liparit.**
	Zusammensetzung: Einsprenglinge: Kalifeldspat, Quarz, Biotit. Grundmasse: Kalifeldspat, Quarz.	
	Structur: holokrystallin-porphyrisch, hypokrystallin-porphyrisch, vitrophyrisch, Glas (Obsidian, Pechstein).	
	Vorkommen: Quarzporphyr ungemein verbreitet, Waldenburger Gebirge (Schlesien), Thüringer Wald, die gewaltige Masse von Botzen etc., Liparit in Mitteleuropa seltener, Ungarn-Siebenbürgen, Island, Rocky Mountains.	
	Die älteren Gesteine sehr oft roth, braun, die jüngeren hell, röthlich, grau, oft porös.	
	b) **Alkalireihe.** Quarzkeratophyr Fichtelgebirge, Lennegebiet.	Pantellerit Insel Pantelleria.
Syenite	a) **Hauptreihe.** **Quarzfreier Porphyr**	**Trachyt.**
	Zusammensetzung: Einsprenglinge: Kalifeldspat, Biotit, Amphibol, Pyroxen, Plagioklas. Grundmasse: Kalifeldspat, Quarz.	
	Structur: holokrystallin-porphyrisch, selten hypokrystallin-porphyrisch.	
	Vorkommen: Quarzfreier Porphyr: Thüringen. Trachyt: Siebenbürgen, Ungarn, Auvergne.	
	Die älteren Gesteine sehr oft roth, braun, die jüngeren hell, grau, sich rauh anfühlend.	
	b) **Alkalireihe.** Keratophyr Harz.	phonolithischer Trachyt.

Phonolithische Gesteine.

Nephelinsyenit

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Alkalifeldspat, Nephelin, Pyroxen. Grundmasse: dieselben Minerale: **Phonolith**. (Seltener Alkalifeldspat, Leucit: Leucittrachyt, Alkalifeldspat, Nephelin, Leucit: Leucitophyr.)

Structur des Phonoliths: holokrystallin-porphyrisch, selten hypokrystallin-porphyrisch.

Vorkommen: Zittau (Lausitz), böhmisches Mittelgebirge, Hegau; gewöhnlich grünlich oder bräunlich gefärbt, ebener Bruch, eigenthümlicher Fettglanz.

Diorite

dem Quarzdiorit entsprechend

Quarzporphyrit | Dacit.

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Plagioklas, Quarz, Biotit, Amphibol. Grundmasse: Plagioklas, Quarz.

dem Diorit entsprechend

Porphyrit | Andesit.

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Plagioklas, Biotit, Amphibol, rhomb. Pyroxen, Augit. Grundmasse: Plagioklas, Augit.

Structur: holokrystallin-porphyrisch bei den saureren Gliedern, hypokrystallin-porphyrisch, vitrophyrisch, glasig.

Vorkommen: die älteren Gesteine: Südabhang des Harz, Thüringen, Saar-Nahegebiet, Südalpen; die jüngeren Gesteine: sehr weit verbreitet, Siebengebirge, Ungarn-Siebenbürgen, Auvergne, Kaukasus, indischer Archipel, Cordilleren und Anden von Amerika 2c.

Die saureren Glieder besitzen oft quarzporphyrischen respective trachytischen Habitus, die basischeren erscheinen in der Regel grau resp. schwarz gefärbt.

a) **Diabas.**

Zusammensetzung: Plagioklas, Augit, Erz; ohne oder mit Olivin.

Structur: körnig (leistenförmiger Plagioklas, Augit gewöhnlich nicht idiomorph) mit Übergängen in die holokrystallin-porphyrische, Spilit- und vitrophyrische Structur, Mandelsteine.

Vorkommen: überaus verbreitet: Bober-Katzbachgebirge, Harz, Nassau, Saar-Nahegebiet 2c.

Graugrün, grün gefärbt, das Korn oft so groß, dass die Gemengtheile, besonders Plagioklas und Augit, mit unbewaffnetem Auge zu erkennen sind.

b) **Melaphyr | Basalt.**

Gabbro

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Plagioklas, Augit, Erz, gewöhnlich auch Olivin. Grundmasse: Plagioklas, Augit.

Structur: körnig, holokrystallin-porphyrisch, spilitisch, hypokrystallin-porphyrisch, vitrophyrisch, Mandelstein.

Vorkommen: sehr weit verbreitet, Melaphyre: Waldenburger Gebirge (Schlesien), Südrand des Harzes, Thüringen, Saar-Nahegebiet 2c.

Basalt: in einem breiten Gürtel von der Eifel bis nach Schlesien in zahllosen Kuppen, in übereinander geflossenen Decken eine große Fläche bedeckend im Vogelsgebirge, in noch größeren Massen in Island, in Dekhan (Vorderindien), (ein Plateau von 1000 Meter Höhe und gewaltiger Ausdehnung bildend), Lava des Ätna.

Gewöhnlich schwarz und dicht, die körnigen Basalte bisweilen grobkörnig (und dann dem Diabas ähnlich) sog. Dolerit, mittelkörnig der Anamesit, dicht der Basalt im engeren Sinne.

Theralith

Fast ausschließlich neovulcanisch bekannt:

Tephrit (olivinfrei),
Basanit (olivinführend).

Zusammensetzung: Einsprenglinge: Plagioklas, Leucit (Nephelin), event. Olivin, Augit. Grundmasse: Plagioklas, Leucit, Nephelin, Augit.

Structur: holokrystallin-porphyrisch, selten hypokrystallin-porphyrisch.

Vorkommen: Leucittephrit, resp. Basanit: Badischer Kaiserstuhl, Böhmen, Lava des Vesuv; Nephelintephrit, resp. Basanit: Rhön, Canarische Inseln; oft heller gefärbt als die Basalte.

Tiefengestein nicht bekannt

ausschließlich neovulcanisch bekannt:

Leucitit (olivinfrei),
Leucitbasalt (olivinführend).

Zusammensetzung: Einsprenglinge: (Leucit), Augit, (Olivin). Grundmasse: Leucit, Augit.

Structur: holokrystallin-porphyrisch.

Vorkommen: Oberlausitz, Erzgebirge, Böhmen, Eifel, Umgegend Roms ꝛc.; basaltischer Habitus.

Ijolith

ausschließlich neovulcanisch bekannt:

Nephelinit (olivinfrei),
Nephelinbasalt (olivinführend).

Zusammensetzung: Einsprenglinge: (Nephelin), Augit, (Olivin). Grundmasse: Nephelin, Augit.

Structur: holokrystallin-porphyrisch, selten hypokrystallin-porphyrisch, bisweilen körnig.

Vorkommen: sehr verbreitet von der Eifel bis Schlesien, Katzenbuckel (Odenwald) ꝛc.

Habitus wie Basalt, auch grobkörnige Ausbildung (Dolerit) entwickelt.

Peridotite zum Theil	**Pikritporphyrit**	**Augitit** (olivinfrei), **Limburgit** (olivinführend).
	Feldspatfreie Olivindiabase und Melaphyre, Rheinisches Schiefergebirge, Fichtelgebirge.	Feldspatfreie Basalte, Lausitz, Böhmen, Limburg bei Sasbach (Baden), Vogelsgebirge, Rhön.

Vulcanische Auswürflinge.

Auf die vulcanischen Auswürflinge, die Bomben, Sande und Aschen, die in sehr vielen Fällen den Ausbruch eines Ergussgesteines begleiten, kann hier nur kurz eingegangen werden. Alle diese losen Massen sind Theile der emporsteigenden Lava, die durch die Gas- und Dampfentwickelung infolge des verminderten Druckes zerstieben; die größeren Brocken und Fetzen (Bomben ꝛc.) fallen in der Nähe der Ausbruchsstelle nieder und tragen wesentlich zum Aufbau des Vulcanberges bei, die kleineren werden je nach ihrem specifischen Gewicht und nach ihrer Größe verschieden weit durch die Luft geschleudert respective vom Winde fortgetragen. Falls sie unter dem Wasser abgelagert und verfestigt werden, bilden sie die sogenannten Eruptivtuffe, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach dem compacten Gestein nahe stehen, oder betheiligen sich, wenn sie in weiterer Entfernung mehr vereinzelt niederfallen, am Aufbau der normalen Sedimente, wobei sie ihre eigene Beschaffenheit durch Verwitterung ꝛc. oft bis zur Unkenntlichkeit verändern.

Verwitterung und Zersetzung der Eruptivgesteine und ihrer Componenten.

Von dem Zeitpunkte an, in dem die Bildung eines Eruptivgesteines, seine Verfestigung aus dem Schmelzfluss abgeschlossen ist, beginnen Veränderungen in dem Gestein im ganzen wie auch in seinen einzelnen Componenten, die durch die Atmosphärilien (Wasser, Sauerstoff, Kohlensäure) verursacht werden. Diese Vorgänge, die man gewöhnlich als Verwitterung und Zersetzung zusammenfasst, sind aus zwei Gründen für die Landwirtschaft von höchster Bedeutung: sie gestalten an der Erdoberfläche das starre Eruptivgestein zu einem Boden um, in dem die Pflanze Wurzel

fassen kann, und führen gleichzeitig die in dem Gestein enthaltenen Nährstoffe in eine Form über, die der Pflanze zugänglich ist; andererseits wird das aufgelockerte Material des zerstörten Eruptivgesteins fortgeführt und mit dem auf dieselbe Weise aufgearbeiteten und zum Theil veränderten Material der ursprünglichen Erstarrungskruste zusammen zum Aufbau der Sedimentgesteine verwendet, die einen viel größeren Theil der Erdoberfläche einnehmen, wie die Eruptivgesteine.

An dieser Stelle soll zunächst die Verwitterung der Eruptivgesteine in situ, ohne Rücksicht auf die Fortführung von Material besprochen werden.

Die Vorgänge, die die Umwandlung eines Eruptivgesteines in einem Ackerboden herbeiführen, sind wesentlich chemischer Natur. Von primären physikalischen Vorgängen kommen nur in Betracht:

1. Die mechanische Zerstörung der Gesteine durch starken Temperaturwechsel, der durch wechselnde Ausdehnung und Zusammenziehung ein Zerspringen des Gesteins hervorbringt.

2. Erweiterung von vorhandenen Sprüngen durch Gefrieren des Wassers in den Spalten.

3. Zersprengung durch Pflanzenwurzeln.

Die beiden ersten Factoren haben eine wesentliche directe Bedeutung für den Gesteinszerfall fast nur in Gegenden, die aus klimatischen Gründen dem Pflanzenwuchs höchst ungünstig sind, ihre Wirkung wird umgekehrt gerade durch das Fehlen der Pflanzendecke erhöht: das Zerspringen durch starken Temperaturwechsel findet sich wesentlich in Wüsten, die Erweiterung der Spalten durch Gefrieren des Wassers tritt am wirkungsvollsten in hohen Gebirgen in der Nähe der Schneegrenze auf. Die Thätigkeit der Pflanzenwurzeln setzt hingegen natürlich die Möglichkeit des Pflanzenwuchses voraus, ist also nur in einem späteren Stadium denkbar. Wenn die chemische Verwitterung bis zu einem gewissen Grade vorgearbeitet hat, ist besonders das Zerfrieren der Gesteine ein wirksames Agens zu ihrer Zerstörung.[1])

Die überaus wichtigen chemischen Einwirkungen,[2]) welche die

[1]) Von einer Besprechung der Auflockerung der Gesteine durch thierische Thätigkeit muss abgesehen werden, da die bekannte Auflockerung durch Regenwürmer, Maulwürfe 2c. nur bei losen Gesteinsmassen zur Geltung kommt.

[2]) Der Atmosphärilien; eine Mitwirkung der Bakterien beim Zerfall fester Gesteine ist nach den neuesten Untersuchungen mindestens sehr zweifelhaft geworden.

einzelnen Minerale und somit auch die Gesteine erfahren, werden gewöhnlich in zwei Gruppen getheilt: besteht die Umwandlung ohne oder mit Verlust von Bestandtheilen eines Minerales, nur in der Aufnahme von Wasser, Kohlensäure, Sauerstoff (einzeln oder zu mehreren), so spricht man von einfacher Verwitterung oder Verwitterung im engeren Sinne, werden jedoch aus Lösungen noch andere Stoffe im Austausch aufgenommen, so nennt man den Vorgang complicierte Verwitterung oder Zersetzung. Beide Arten hängen eng zusammen.

Die Umwandlung beginnt mit der einfachen Verwitterung zunächst an der den Atmosphärilien am meisten ausgesetzten Oberfläche, doch dringt das Wasser mit dem von ihm absorbierten Sauerstoff und der Kohlensäure der Luft auf den allenthalben vorhandenen Spalten und Rissen in das Gestein ein, folgt den Fugen zwischen den einzelnen Mineralen und tritt auf den Spaltungsrissen, Ebenen der Theilbarkeit ꝛc. in diese selbst ein. Wasser, besonders Kohlensäure enthaltendes Wasser, greift nun die weitaus meisten Minerale an, indem es Bestandtheile aus ihnen herausnimmt; dadurch wird es zu einer Lösung, die außer den genannten Gasen noch andere Stoffe enthält, und veranlasst in dieser Eigenschaft die complicierte Verwitterung oder Zersetzung.

Die entstehenden Neubildungen sind in der Regel sehr kleine Individuen, die einen Theil des ursprünglichen Minerales einnehmen oder dieses ganz verdrängen; sie bewirken eine Trübung der durchsichtigen Minerale und eine Aenderung der Farbe, vermindern und vernichten die Spaltbarkeit, ändern das specifische Gewicht, verwischen die Krystallform, kurz, verursachen ein Schwächerwerden und endlich ein Verschwinden aller charakteristischen Merkmale.

Im folgenden sollen die häufigsten Verwitterungs- und Zersetzungsvorgänge der wichtigsten Gemengtheile der Eruptivgesteine geschildert werden.

Quarz.

Quarz ist von den Atmosphärilien (innerhalb der Grenzen unserer Beobachtungen) überaus schwer angreifbar; das Fehlen jeder durch Neubildungen hervorgerufenen Trübung gehört zu den für die Erkennung unter dem Mikroskop wichtigsten Eigenschaften dieses Minerals.

Umwandlung der thonerdehaltigen Silicate.

Die Verwitterung der thonerdehaltigen Silicate ist für die Entstehung des Ackerbodens wohl in jeder Hinsicht der bedeutungs-

vollste Vorgang; ihm verdankt die Pflanze die Ueberführung der wichtigsten Nährstoffe in eine ihr zugängliche Form, ferner die Auflockerung der compacten Gesteine und schließlich die Entstehung des Kaolins und verwandter wasserhaltiger Thonerdesilicate (gewöhnlich als Thon zusammengefasst), die in den Böden ungemein weit verbreitet sind und durch ihre Anwesenheit die Bodenbeschaffenheit in ganz verschiedenen Richtungen physikalisch, für den Pflanzenwuchs überaus günstig beeinflussen, in vielen Fällen diesen geradezu erst ermöglichen.

Kaolin.

Der Kaolin $H^4Al^2Si^2O^9$ (entsprechend $SiO^2 = 46{\cdot}5\%$, $Al^2O^3 = 39{\cdot}6\%$, $H^2O = 13{\cdot}9\%$) tritt in ganz kleinen Blättchen auf, die farblos durchsichtig sind und schwache Lichtbrechung und ziemlich schwache Doppelbrechung besitzen. Sehr oft finden sie sich als feinblätterige Aggregate und erscheinen dann unter dem Mikroskop als trübe graue undurchsichtige Massen. (Auf die zum größten Theil aus Kaolin bestehenden Thone muss an anderer Stelle eingegangen werden.)

Umwandlung des Kalifeldspates.

a) Kaolinisierung.

Kalifeldspat wird durch Wasser, stärker noch durch kohlensäurehaltiges Wasser angegriffen und zwar werden Alkalien und Kieselsäure aufgelöst und von dem zurückbleibenden Rest wird Wasser aufgenommen. Das gelöste Kali wird als Carbonat, häufiger wohl zusammen mit der dem Feldspat entzogenen Kieselsäure als wasserhaltiges Kalisilicat in Lösung fortgeführt; der unlösliche Rückstand des zersetzten Feldspates ist Kaolin. Der Process verläuft nach folgendem Schema:

$$K^2Al^2Si^6O^{16}\,(\text{Kalifeldspat}) + 5H^2O = H^4Al^2Si^2O^9\,(\text{Kaolin}) + 2(H^3KSi^2O^6)\,(\text{löslich}\rightarrow)$$

oder Kali wird als Carbonat fortgeführt, was zur Ausscheidung von SiO^2 Veranlassung gibt:

$$K^2Al^2Si^6O^{16} + 2H^2O + CO^2 = H^4Al^2Si^2O^9\,(\text{Kaolin}) + K^2CO^3\rightarrow + 4SiO^2\downarrow$$

Der Kaolin entsteht also aus dem Feldspat durch Austritt des gesammten Kali, ferner von zwei Drittel der Kieselsäure und Eintritt von zwei Molekeln Wasser. In Procentzahlen ausgedrückt spielt sich folgender Vorgang ab:

Aus 100 Theilen Kalifeldspat

$= 64{\cdot}6\,SiO^2, 18{\cdot}5\,Al^2O^3, 16{\cdot}9\,K^2O$

werden entfernt:	$43{\cdot}0\,SiO^2$	$16{\cdot}9\,K^2O$	
es tritt hinzu:			$6{\cdot}5\,H^2O$
somit bleibt:	$21{\cdot}6\,SiO^2$, $18{\cdot}5\,Al^2O^3$,		$6{\cdot}5\,H^2O =$

46·6 Theile Kaolin.

Dieser Proceſs geht natürlich nicht auf einmal vor ſich; er beginnt oft in den äußerſten Theilen, dringt aber von den Spaltungsflächen aus in das Innere vor und ergreift einzelne Theile des Minerales, während er andere ſehr lange unverſehrt läſst. Durch dieſen Vorgang erhält der Kalifeldſpat das matte Ausſehen, das er in allen Tiefengeſteinen aufweiſt.

Der gewaltige Verluſt, den die Feldſpatſubſtanz bei ihrer Umwandlung in Kaolin erleidet, macht es erklärlich, daſs die Neubildung nur in lockerem Gefüge den urſprünglich von der Feldſpatſubſtanz eingenommenen Raum erfüllen kann; an Stelle der compacten Subſtanz tritt ein lockeres zerreibliches Gemenge, das den Atmoſphärilien den Eintritt und die weitere Wirkſamkeit ſehr erleichtert. Die Kaoliniſierung bewirkt ſomit mechaniſch einen völligen Zerfall der den Kalifeldſpat in weſentlichen Mengen enthaltenden Geſteine, chemiſch den Uebergang von Kali in die Bodenwäſſer; die grundlegende Bedeutung dieſer Vorgänge wird bei der überaus weiten Verbreitung des Kalifeldſpates deutlich durch die Erwägung, daſs einerſeits dieſes Mineral die weitaus wichtigſte Quelle für den Kaligehalt der Böden überhaupt iſt, andererſeits infolge der überaus weit verbreiteten Kaoliniſierung des Feldſpates ein ſehr großer Theil der in den Böden vorhandenen Thonſubſtanz dieſem Vorgang ihre Entſtehung verdankt.

Das Experiment hat gezeigt, daſs durch kohlenſäurehaltiges Waſſer aus dem Kalifeldſpat auch etwas Thonerde gelöst wird, die in Löſung bleibt; dieſer Vorgang erklärt, daſs auch bei der Bildung des löslichen Kaliſilicates ſich bei der Kaoliniſierung Quarz ausſcheiden kann.

b) Umwandlung in Kaliglimmer.

Die Umwandlung von Kalifeldſpat in Kaliglimmer $KH^2Al^3(SiO^4)^3$, ein häufiger, aber an Menge doch mit der Kaoliniſierung nicht zu vergleichender Vorgang, verläuft ganz ähnlich wie die Umwandlung in Kaolin; es wird Kieſelſäure und Kali gelöst und Waſſer zugeführt —

wie die Formel zeigt, wird wie bei der Kaolinisierung $^2/_3$ der Kieselsäure entfernt, aber es wird nicht das gesammte Kali, sondern nur $^2/_3$ dem Feldspat entzogen, $^1/_3$ bleibt in dem sehr widerstandsfähigen Muscovit in fester Form erhalten. Der Proceſs verläuft nach folgendem Schema:

$$3[K^2Al^2Si^6O^{16}] + 2H^2O + 2CO^2 = 2[KH^2Al^3(SiO^4)^3] \text{(Kaliglimmer)} + 2[K^2CO^3] \rightarrow + 12SiO^2 \downarrow$$

Es ist also auch mit der Umbildung in Muscovit eine oft sehr bedeutende Ausscheidung von Quarz verbunden.

Obwohl Muscovit eine starke, Kaolin eine schwache Doppelbrechung besitzt, ist die Unterscheidung, welches Umwandlungsproduct vorliegt, nicht immer leicht; sie wird mikroskopisch beinahe unmöglich, wenn die Neubildungen unter eine bestimmte Größe herabsinken, sodaſs zahlreiche Plättchen im Schliff über einander liegen und der ganze Complex trübe erscheint. Da Kaliglimmer specifisch schwerer als Kaolin wie auch als Kalifeldspat ist, so kann unter Umständen das höhere specifische Gewicht die Umwandlung in Kaliglimmer beweisen; doch macht die lockere Beschaffenheit der Neubildungen und die Ausscheidung von Quarz auch diese Erkennungsmethode ziemlich unsicher.

c) Umwandlung in Epidot.

Nicht so häufig wie diese beiden Umwandlungen, aber keineswegs selten ist die Entstehung von Epidot aus Kalifeldspat.

Epidot

ist ein ziemlich compliciert zusammengesetztes Silicat von der Formel $H^2Ca^4(Al, Fe)^6Si^6O^{26}$, der ungefähr die Zusammensetzung: $SiO^2 = 38\%$, $Al^2O^3 + FeO^3 = 35—38\%$ (schwankend mit dem Verhältnis $Al^2O^3 : Fe^2O^3$), $CaO = 24\%$, $H^2O = 2\%$ entspricht. Er krystallisiert monosymmetrisch (ist also optisch zweiaxig); als Gesteinsgemengtheil und besonders als Zersetzungsproduct findet er sich gewöhnlich in Körnern, selten in deutlichen Krystallen, die sich durch sehr starke Licht- und Doppelbrechung sowie durch einen charakteristischen Pleochroismus in zeisiggrünen und hellgelben Tönen auszeichnen. Mit dem Epidot verwandt ist der gleichfalls als Umwandlungsproduct nicht seltene Zoisit, der sich von ihm durch das Fehlen von Fe^2O^3, rhombisches Krystallsystem und schwache Doppelbrechung bei starker Lichtbrechung unterscheidet.

Bei der Umwandlung von Kalifeldspat in Epidot tritt das Kali völlig, die Kieselsäure zum Theil aus, während außer dem Wasser auch CaO, Al^2O^3 und Fe^2O^3 aufgenommen wird, die aus anderen, von den Atmosphärilien angegriffenen Mineralen stammen (Beispiel für complicierte Verwitterung). Auch hier findet eine Ausscheidung von Quarz statt. Feldspate, die ganz oder theilweise epidotisiert worden sind, sind an der eigenthümlich gelblichen oder grünlichen Farbe zu erkennen, die bisweilen den Charakter des ganzen Gesteins für das unbewaffnete Auge stark verändert.

d) Umwandlung in Zeolithe.

Die Umwandlung der Kalifeldspate in Zeolithe kann erst an späterer Stelle bei der Besprechung der Umwandlungsvorgänge im Nephelin behandelt werden.

Umwandlung der Plagioklase (Kalknatronfeldspate).

a) Kaolinisierung.

Die auch bei den Plagioklasen weit verbreitete Kaolinisierung verläuft ganz entsprechend dem Vorgange beim Kalifeldspat; das Alkali tritt völlig aus, ebenso der Kalk und ein Theil der Kieselsäure, die in der Lösung entweder fortgeführt oder als Quarz resp. kohlensaures Calcium $CaCO^3$ (Kalkspat, Calcit) in der Nähe des Feldspates abgesetzt werden.

Kalkspat.

Der Kalkspat $CaCO^3$ (entsprechend $CaO = 56\%$ $CO^2 = 44\%$) krystallisiert hexagonal, als Gesteinsgemengtheil hauptsächlich in Körnern entwickelt, ist vorzüglich spaltbar nach drei Richtungen, die sich unter $105^0\ 5'$ resp. $74^0\ 55'$ schneiden und tritt in den Gesteinen gewöhnlich in polysynthetischen Zwillingen (vergl. S. 19) auf. Seine Härte ist niedrig, er bezeichnet in der Härtescala (vergl. S. 23) die Stufe 3, sein specifisches Gewicht ist 2·7. Seine Lichtbrechung ist nicht hoch, hingegen ist er eines der stärkst doppelbrechenden Minerale und erscheint demgemäß auch in ganz dünnen Schliffen gewöhnlich weißlichhell oder grünlichhell in den Farben der höheren Ordnungen. Von Säuren, selbst von kalter Essigsäure, ist er sehr leicht angreifbar; er löst sich unter Brausen (hervorgerufen durch das Entweichen von CO^2 in Gasform) und ist durch dieses Verhalten auch in Gesteinen nachweisbar, die ihn dem unbewaffneten Auge nicht zeigen. Durch seine Häufig-

keit in zersetzten Eruptivgesteinen, besonders aber als überaus weit verbreiteter Gemengtheil in den Sedimenten ist der Kalkspat für die Zusammensetzung des Bodens, durch seine Löslichkeit für die Ernährung der Pflanze eines der allerwichtigsten Minerale.

b) **Umwandlung in Kaliglimmer.**

Bei der nicht seltenen Umwandlung in Kaliglimmer wird dem Plagioklas wie bei der Kaolinisierung Natron und Kalk sowie ein Theil der Kieselsäure entzogen; es muss aber, umgekehrt wie beim Kalifeldspat, Kali zugeführt werden, (wenn auch viele Plagioklase einen ursprünglichen Gehalt als Kali besitzen). Es wird also durch diesen Vorgang der Lösung Kali entzogen und dieses zum Aufbau eines sehr schwer löslichen Minerales verwendet. Bildung von Quarz und Kalkspat begleitet natürlich auch diesen Process. Vielleicht findet auch bisweilen eine Umwandlung in Natronglimmer [Paragonit $NaH^2Al^3(SiO^4)^3$] statt; ein derartiger Process würde (bis auf die nothwendige Fortführung des Kalkes) direct der Entstehung des Kaliglimmers aus Kalifeldspat entsprechen.

c) **Umwandlung in Epidot (resp. Zoisit).**

Wie schon der primäre Kalkgehalt der Plagioklase erwarten lässt, ist die Umwandlung in Epidot resp. Zoisit ziemlich verbreitet; besonders wichtig ist die Umwandlung des Plagioklases in ein feinkörniges Aggregat von Zoisit und Epidot, Granat, Albit und Quarz mit Resten des unveränderten Minerales, der sog. Saussurit. Er findet sich besonders aus basischen Plagioklasen hervorgegangen (im Gabbro sehr häufig); der Feldspat zeigt dann weißlich-grünliche Färbung, einen eigenthümlichen Wachsglanz und verliert oft die charakteristische Zwillingsstreifung und die Spaltbarkeit.

d) **Umwandlung in Zeolithe.**

Siehe unter Nephelin.

Umwandlung des Nephelin und des Leucit.

Aus Nephelin und Leucit bildet sich durch ähnliche Vorgänge wie bei den Feldspaten Kaolin und Kaliglimmer; wichtiger jedoch sind die Umwandlungen in Zeolithe.

Bei der Umwandlung von Kalifeldspat in Epidot tritt das Kali völlig, die Kieselsäure zum Theil aus, während außer dem Wasser auch CaO, Al^2O^3 und Fe^2O^3 aufgenommen wird, die aus anderen, von den Atmosphärilien angegriffenen Mineralen stammen (Beispiel für complicierte Verwitterung). Auch hier findet eine Ausscheidung von Quarz statt. Feldspate, die ganz oder theilweise epidotisiert worden sind, sind an der eigenthümlich gelblichen oder grünlichen Farbe zu erkennen, die bisweilen den Charakter des ganzen Gesteins für das unbewaffnete Auge stark verändert.

d) **Umwandlung in Zeolithe.**

Die Umwandlung der Kalifeldspate in Zeolithe kann erst an späterer Stelle bei der Besprechung der Umwandlungsvorgänge im Nephelin behandelt werden.

Umwandlung der Plagioklase (Kalknatronfeldspate).

a) **Kaolinisierung.**

Die auch bei den Plagioklasen weit verbreitete Kaolinisierung verläuft ganz entsprechend dem Vorgange beim Kalifeldspat; das Alkali tritt völlig aus, ebenso der Kalk und ein Theil der Kieselsäure, die in der Lösung entweder fortgeführt oder als Quarz resp. kohlensaures Calcium $CaCO^3$ (Kalkspat, Calcit) in der Nähe des Feldspates abgesetzt werden.

Kalkspat.

Der Kalkspat $CaCO^3$ (entsprechend $CaO = 56\%$ $CO^2 = 44\%$) krystallisiert hexagonal, als Gesteinsgemengtheil hauptsächlich in Körnern entwickelt, ist vorzüglich spaltbar nach drei Richtungen, die sich unter 105^0 5′ resp. 74^0 55′ schneiden und tritt in den Gesteinen gewöhnlich in polysynthetischen Zwillingen (vergl. S. 19) auf. Seine Härte ist niedrig, er bezeichnet in der Härtescala (vergl. S. 23) die Stufe 3, sein specifisches Gewicht ist 2·7. Seine Lichtbrechung ist nicht hoch, hingegen ist er eines der stärkst doppelbrechenden Minerale und erscheint demgemäß auch in ganz dünnen Schliffen gewöhnlich weißlichhell oder grünlichhell in den Farben der höheren Ordnungen. Von Säuren, selbst von kalter Essigsäure, ist er sehr leicht angreifbar; er löst sich unter Brausen (hervorgerufen durch das Entweichen von CO^2 in Gasform) und ist durch dieses Verhalten auch in Gesteinen nachweisbar, die ihn dem unbewaffneten Auge nicht zeigen. Durch seine Häufig-

keit in zersetzten Eruptivgesteinen, besonders aber als überaus weit verbreiteter Gemengtheil in den Sedimenten ist der Kalkspat für die Zusammensetzung des Bodens, durch seine Löslichkeit für die Ernährung der Pflanze eines der allerwichtigsten Minerale.

b) **Umwandlung in Kaliglimmer.**

Bei der nicht seltenen Umwandlung in Kaliglimmer wird dem Plagioklas wie bei der Kaolinisierung Natron und Kalk sowie ein Theil der Kieselsäure entzogen; es muss aber, umgekehrt wie beim Kalifeldspat, Kali zugeführt werden, (wenn auch viele Plagioklase einen ursprünglichen Gehalt als Kali besitzen). Es wird also durch diesen Vorgang der Lösung Kali entzogen und dieses zum Aufbau eines sehr schwer löslichen Minerales verwendet. Bildung von Quarz und Kalkspat begleitet natürlich auch diesen Process. Vielleicht findet auch bisweilen eine Umwandlung in Natronglimmer [Paragonit $NaH^2Al^3(SiO^4)^3$] statt; ein derartiger Process würde (bis auf die nothwendige Fortführung des Kalkes) direct der Entstehung des Kaliglimmers aus Kalifeldspat entsprechen.

c) **Umwandlung in Epidot (resp. Zoisit).**

Wie schon der primäre Kalkgehalt der Plagioklase erwarten lässt, ist die Umwandlung in Epidot resp. Zoisit ziemlich verbreitet; besonders wichtig ist die Umwandlung des Plagioklases in ein feinkörniges Aggregat von Zoisit und Epidot, Granat, Albit und Quarz mit Resten des unveränderten Minerales, der sog. Saussurit. Er findet sich besonders aus basischen Plagioklasen hervorgegangen (im Gabbro sehr häufig); der Feldspat zeigt dann weißlich-grünliche Färbung, einen eigenthümlichen Wachsglanz und verliert oft die charakteristische Zwillingsstreifung und die Spaltbarkeit.

d) **Umwandlung in Zeolithe.**

Siehe unter Nephelin.

Umwandlung des Nephelin und des Leucit.

Aus Nephelin und Leucit bildet sich durch ähnliche Vorgänge wie bei den Feldspaten Kaolin und Kaliglimmer; wichtiger jedoch sind die Umwandlungen in Zeolithe.

Zeolithe

sind (mit wenigen hier nicht zu berücksichtigenden Ausnahmen) wasserhaltige, farblose, seltener durch Einschlüsse gefärbte Thonerdesilicate von Calcium und Natrium. Schöne Krystalle finden sich in den Mandelräumen und auf den Klüften basischer Gesteine, in Hohlräumen (Drusen), in Graniten und auf Erzgängen, also immer unter Verhältnissen, die auf eine secundäre Entstehung aus Lösungen schließen lassen. Die als Zersetzungsproducte in den Gesteinsgemengtheilen selbst auftretenden Zeolithe bilden oft schwer erkennbare, bisweilen trübe erscheinende Aggregate von Fasern und Blättern. Das spec. Gewicht aller dieser Minerale ist sehr niedrig, die Lichtbrechung schwach, sie sind chemisch leicht angreifbar. Als wichtigste Zersetzungsproducte seien aus der großen Reihe der Zeolithe genannt: **Thomsonit** $(Ca, Na^2)^2Al^4Si^4O^{16} + 5H^2O$ (rhomb., starke Doppelbrechung), **Hydronephelit** $HNa^2Al^3Si^3O^{12} + 3H^2O$, (hex., mäßige Doppelbrechung), **Laumontit** $H^4CaAl^2Si^4O^{14} + 2H^2O$ (monosym., mäßige Doppelbrechung), **Natrolith** $Na^2Al^2Si^3O^{10}.2H^2O$ (rhomb., mäßige Doppelbrechung), **Analcim** $Na^2Al^2Si^4O^{12} + 2H^2O$ (reg.).

Zahlreiche Versuche haben nun gezeigt, dass die Zeolithe mit verdünnten Salzlösungen behandelt, ihren Kalk und Natron gegen in der Lösung befindliches Kali und Ammoniak eintauschen und bei Behandlung mit Lösungen von Natron und Kalksalzen sich, allerdings oft schwieriger und bisweilen unvollständig, zurückbilden; die gleiche Eigenschaft kommt künstlich aus Lösung hergestellten wasserhaltigen Thonerdesilicaten von Kalk und Alkalien zu. Da nun die Ackererde die als „Absorption" bezeichnete Eigenschaft besitzt, entsprechenden Salzlösungen einen Theil der gelösten Stoffe, besonders Kali und Ammoniak zu entziehen, sodass die durch Ackererde hindurchfiltrierte Flüssigkeit ärmer an diesen und reicher an Natron und Kalk ist als die ursprüngliche Lösung, und da die Bildung von Zeolith-ähnlichen Körpern aus den im Boden befindlichen Lösungen sehr leicht möglich ist, so schreibt man die Absorption der Ackererde Zeolithen, richtiger Zeolith-ähnlichen Neubildungen in der Ackererde zu. Die gegen diese Auffassung bisweilen vorgebrachte Thatsache, dass die in dem Filtrat austretenden, innerhalb der Ackererde in die Lösung aufgenommenen Mengen von Kalk und Natron nicht immer den der Lösung entzogenen Mengen Kali und Ammoniak chemisch äquivalent sind, erklärt sich durch die gleichfalls experimentell nachgewiesene Thatsache,

dass auch in den Zeolithen resp. den künstlich dargestellten Körpern Wasserstoff durch Alkalimetalle vertreten werden kann und außerdem Additionen (ohne Austausch) stattfinden.

Diese Zeolith-ähnlichen Substanzen, deren Bildung man aus den angeführten Gründen in der Ackererde annimmt, entnehmen das zu ihrem Aufbau erforderliche Material hauptsächlich den bei der Verwitterung und Zersetzung der Feldspate in Lösung gegangenen Stoffen, so dass also die Absorption der Ackererde indirect wieder zum größten Theile den Feldspaten zuzuschreiben ist. Die directe Umwandlung der Feldspate in Zeolithe ist hingegen kein weit verbreiteter Vorgang; häufig ist diese Umwandlung nur in den Gesteinen, in denen mit Kalifeldspaten Nepheline auftreten, besonders in den Phonolithen, doch sind auch Fälle bekannt, in denen Kalifeldspat und Plagioklas in nephelinfreien Gesteinen in Zeolithe umgewandelt sind.

Muscovit

ist ein der Verwitterung gegenüber sehr widerstandsfähiger Körper, der durch Einwirkung der Atmosphärilien kaum eine Veränderung erfährt.

Umwandlung des Biotit.

a) Bleichung.

Unter dem Einflusse der Atmosphärilien wird der Biotit gebleicht, er verliert seine Farbe und wird dem Muscovit durchaus ähnlich; in allen den Fällen, in denen nicht nur der Eisengehalt, sondern auch Magnesia ausgelaugt wird, bleibt eine auch stofflich dem Muscovit jedenfalls sehr nahestehende Bildung zurück.

b) Umwandlung in Chlorit.

Die Glieder der Chloritgruppe sind wasserhaltige Thonerdesilicate der Magnesia (theilweise durch Eisen ersetzt, das auch als dreiwertiges Eisen nicht selten einen Theil der Thonerde vertritt), die monosymmetrisch krystallisieren und sich durch vorzügliche Spaltbarkeit nach einer Ebene, geringe Härte, gewöhnlich grüne Farbe, deutlichen Pleochroismus, nicht starke Lichtbrechung und sehr schwache Doppelbrechung auszeichnen. Sie sind die verbreitetsten und wichtigsten Zersetzungsproducte der Thonerde enthaltenden Magnesia- und Eisensilicate, treten vereinzelt und in Anhäufungen größerer und kleinerer Blätter auf und verleihen vielen Eruptivgesteinen eine eigen-

thümlich grüne Farbe, die also secundär ist. Da sich die Chlorite unter Mitwirkung der circulierenden Lösungen bilden, finden sie sich auch als Neubildung in Mineralen, die entweder thonerdefrei oder frei von Magnesia und Eisen sind; die ursprünglich nicht vorhandenen Stoffe sind der das Mineral angreifenden Lösung entnommen. Auch der Chlorit zersetzt sich noch weiter; an seiner Stelle findet sich ein Gemenge von Carbonaten (Kalkspat und verwandte Minerale), Eisenoxydhydrat (auf das unten eingegangen wird) und Quarz; auch Kaolin wird angegeben, der überall, wo die Thonerde nicht in Lösung geht, zu erwarten ist. Das gleiche Gemenge bildet sich häufig bei der Umwandlung des Biotit in Chlorit zwischen den einzelnen Blättern des Biotit, an seiner Stelle findet sich häufig auch Epidot.

Umwandlung des Olivin. Serpentinisierung.

Der wichtigste Umwandlungsproceſs, den der Olivin durchmacht, ist die Serpentinisierung.

Serpentin ist ein wasserhaltiges Magnesiumsilicat von der Formel $H^4Mg^3Si^2O^9$, der $SiO^2 = 43^1/_2\,\%$, $MgO = 43^1/_2\,\%$, $H^2O = 13\,\%$ entspricht. Er tritt in grünen Fasern und Blättern auf; die Lichtbrechung ist mäßig stark, ebenso die Doppelbrechung. Die Umwandlung zu Serpentin erfolgt im Olivin von unregelmäßigen Rissen und Klüften aus, so daſs eine Maschenstructur entsteht; mit der Entstehung des Serpentin geht immer die Ausscheidung von schwarzen undurchsichtigen Eisenerzen Hand in Hand. Weiter fortschreitende Zersetzung führt wieder zur Bildung von Carbonaten, Quarz, amorpher Kieselsäure und Eisenhydroxyd.

Umwandlung der Pyroxene und Amphibole.

Eine genaue Darlegung der verschiedenen Umwandlungen der Pyroxene und Amphibole würde die hier einzuhaltenden Grenzen weit überschreiten; die bereits mehrfach genannten Zersetzungsproducte Serpentin, Chlorit, Epidot, Carbonate, Quarz, Eisenoxydhydrat, bei thonerdehaltigen Gliedern auch Kaolin, gehen einzeln oder zu mehreren vereinigt aus den Gliedern dieser Familien hervor, wobei Eisen, Magnesia, Kalk, Kieselsäure, eventuell auch Alkalien in wechselnden Mengen in Lösung gehen und umgekehrt diese und andere Stoffe aus Lösungen zum Aufbau der Neubildungen aufgenommen werden.

Umwandlung des Apatit.

Der Apatit nimmt bei der Umwandlung Wasser und Kohlensäure auf und wird trübe und rissig. Viel wichtiger jedoch ist die Löslichkeit des Apatites: 10.000 Theile kohlensäurehaltigen Wassers lösen 1 Theil Apatit. Die auf diese Weise in eine für die Pflanze verwendbare Form übergeführte Phosphorsäure wird entweder direct aufgenommen oder von den sich überall im Boden bildenden wasserhaltigen Silicaten (den „Zeolithen") absorbiert und durch die lösende Kraft der Pflanzenwurzeln diesen Verbindungen entnommen resp. bei Anwesenheit von Kalk und Eisenoxydhydrat in eine schwer lösliche feste Form übergeführt. Auffallend ist, dass trotz der nicht schweren Angreifbarkeit des Apatit sich dieses Mineral sehr oft in stark zersetzten Gesteinen frisch findet.

Umwandlung der Eisenerze.

a) Eisenglanz.

Durch Wasseraufnahme geht der Eisenglanz in **Brauneisen (Limonit)**, das schon mehrfach erwähnte Eisenoxydhydrat von der Formel $2Fe^2O^3 \cdot 3H^2O$ über, der $85{\cdot}6\%\,Fe^2O^3$ und $14{\cdot}4\%\,H^2O$ entsprechen. Diese Substanz, das Endproduct, in das die Verwitterung alles in den Mineralen vorkommende Eisen direct oder indirect (indem es zuerst in Eisencarbonat verwandelt, gelöst und aus der Lösung als Brauneisen ausgeschieden wird) überführt, tritt in faserigen, dichten oder erdigen Massen von brauner Farbe auf, die dem Mineralaggregat, in dem sie sich bilden, eine gelbe, braune oder röthliche Färbung verleihen.

b) Magnetit.

Magnetit geht gleichfalls in Brauneisen über; zu der Wasseraufnahme gesellt sich noch eine Aufnahme von Sauerstoff, der das Eisenoxydul in Eisenoxyd überführt; im Vergleich mit anderen Erzen, z. B. dem Eisenkies, ist er recht widerstandsfähig.

c) Eisenkies.

Der Eisenkies geht durch Aufnahme von Sauerstoff und Wasser in leicht lösliches wasserhaltiges schwefelsaures Eisen (Eisenvitriol) $FeSO^4 + 7H^2O$ über. Da im Eisenkies FeS^2 auf 1 Atom Fe 2 Atome S kommen, zur Bindung des Eisens aber die aus 1 Atom S entstandene

Schwefelsäure genügt, so wird bei diesem Vorgang die aus dem zweiten Atom entstandene Schwefelsäure frei; sie wirkt auf die Umgebung ein und erzeugt ihrerseits schwefelsaure Salze anderer Metalle.

Dieser Vorgang ist aus verschiedenen Gründen für die Ernährung der Pflanze von höchster Bedeutung; in seltenen Fällen wirkt er auch schädlich, wenn nämlich die freie Schwefelsäure in bedeutenden Mengen sich entwickelt und keine Gelegenheit findet, sich mit Metall zu einem Salz zu verbinden. Da das Eisenvitriol ein sehr leicht löslicher und leicht zersetzbarer Körper ist, geht es in Lösung oder es entwickelt sich aus ihm das Brauneisen. Sehr häufig geht Eisenkies auch direct, ohne erst das Vitriol zu bilden, in Brauneisen über.

Zersetzungsproducte der Eruptivgesteine.

Die Vermehrung der Zahl der Gesteinscomponenten durch Verwitterung im Vergleich zu der Anzahl der frischen Gemengtheile wird nach den hier gemachten Ausführungen durch andere Umstände wieder aufgehoben: die meisten Neubildungen sind entweder sehr leicht löslich, wie die kohlensauren Salze, in die schließlich Ca und Mg jedes Minerales und häufig auch Fe übergeht, oder sie bilden Zwischenstufen, die ihrerseits relativ leicht einer weiteren Zersetzung anheimfallen, wie der Chlorit und der Serpentin. Von widerstandsfähigen Mineralen bildet sich wesentlich nur Quarz, Kaliglimmer, Kaolin, Brauneisen, die durch einfache Verwitterung oder durch Austausch gegen in Lösung befindliche Stoffe resp. durch directe Aufnahme aus Lösungen aus den verschiedensten Mineralen hervorgehen.

Von den primären Mineralen verwittern Nephelin, Leucit und Olivin sehr leicht, so dass sie häufig ganz aus dem Gestein verschwinden; etwas widerstandsfähiger, aber immer noch leicht angreifbar sind Biotit, die Pyroxene und die Amphibole. Auch die Feldspate verwittern nicht sehr schwer, aber in der Art ihrer Umwandlung liegt es begründet, dass sie erst ziemlich spät völlig zerstört werden; auch in stark angegriffenen Krystallen ist noch frische Substanz enthalten. Somit bietet von wesentlichen Mineralen allein der Quarz andauernden Widerstand (eventuell auch der Kaliglimmer), von accessorischen Zirkon, Rutil, in geringerem Grade auch Magnetit und unter der erwähnten Einschränkung Apatit. Die Verwitterungsbildungen der Erstarrungs-

gesteine in vorgeschrittenem Stadium sind somit wesentlich Gemenge von Quarz, Kaolin, Brauneisen, Kaliglimmer und den accessorischen Mineralen, denen sich je nach dem Stadium der Verwitterung mehr oder weniger Reste der primären Gemengtheile und der widerstandsfähigeren Neubildungen beigesellen, zu denen dann noch die vergänglichen Neubildungen, Carbonate, eventuell Zeolithe in sehr schwankenden und von der primären Zusammensetzung des Gesteins oft unabhängigen Mengen treten.

Ein Folge der chemischen Veränderung der Gesteine ist die Auflockerung des Gefüges; dadurch, dass aus einem Mineralindividuum eine Reihe kleiner Neubildungen entstehen, Substanzen ausgelaugt, an anderer Stelle wieder abgelagert oder fortgeführt werden, wird der ursprüngliche Zusammenhang zunächst an den oberflächlich gelegenen oder den Spalten und Klüften im Gestein benachbarten Theilen gelöst. Infolge dieser Auflockerung können nun die Atmosphärilien immer tiefer in das Gestein eindringen, die Verwitterung und Zersetzung also immer tiefere Theile des Gesteins ergreifen und chemisch wie physikalisch verändern. Auf diese Weise entsteht oft bis zu nicht unbeträchtlichen Tiefen hinab und bisweilen selbst ohne sehr bedeutende chemische Aenderung des Gesteins eine vollständige Auflockerung und Lösung des ganzen Gefüges; körnige Eruptivgesteine, besonders Granite zerfallen auf diese Weise zu einem grobkörnigeren Grus oder feinkörnigeren Sand, der aus den Gemengtheilen des Gesteines besteht, die in diesem Falle sämmtlich nicht übermäßig stark verwittert sind.

Oft greift die Verwitterung nicht gleichmäßig ein Gestein an; durch die Anordnung von Spalten und Klüften werden die Atmosphärilien in ihrer Wirkung an bestimmte Richtungen gebunden, von ihnen aus dehnt sich die Wirkungszone weiter aus, aber es bleiben Stücke des ursprünglichen Gesteins übrig, die dann relativ frisch und durch den Zusammenhang ihrer Componenten ausgezeichnet, in dem lockeren Verwitterungsproducte liegen bleiben. Nicht selten bleiben einzelne Partien des Gesteins von der Verwitterung viel länger unberührt als die übrige Masse, — besonders bei den Graniten treten derartige, gewöhnlich wollsackähnlich gestaltete Blöcke auf — ohne dass Spalten oder Klüfte wahrnehmbar sind, denen man diese Wirkung zuschreiben könnte; man muss daher hier primäre Unterschiede bei der Gesteinsbildung annehmen. Es besitzen diese Partien offenbar, ohne wesentliche oder nur merkbare Abweichungen in Mineralbestand und Structur aufzu-

weisen, eine größere Widerstandsfähigkeit gegenüber den Atmosphärilien; der Unterschied, welcher Art er auch sei, braucht keineswegs groß zu sein, da die Verwitterung sich immer intensiver in den Richtungen verbreitet, die ihr den relativ geringsten Widerstand entgegensetzen, ganz geringe primäre Unterschiede vermögen daher secundär große Wirkungen zu verursachen.

Eine streng gesetzmäßige Abhängigkeit der Verwitterungsproducte der Eruptivgesteine von ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihrer Structur besteht offenbar nicht, wenn sich auch bei der Verwitterung verwandter Gebilde häufig wiederkehrende Züge auffinden lassen. So ist der Zerfall in die einzelnen Componenten (Grusbildung) wesentlich auf die körnigen Gesteine, in der Regel auf die quarzführenden Glieder, besonders die Granite beschränkt, ohne jedoch etwa bei diesen Gesteinen regelmäßig einzutreten; eine weitgehende Zersetzung der Eruptivgesteine bringt fast immer durch Reste des ursprünglichen Gesteins und eingestreute isolierte Minerale der primären Zusammensetzung verunreinigte Thone hervor, deren Farbe bei den aus kieselsäurereichen Gesteinen hervorgegangenen Gebilden durch die geringen Mengen Eisenoxydhydrat gewöhnlich gelb, bei den basischen braun und roth durch größere Mengen des Limonit oder schmutzig-grün durch beigemengte chloritische Substanzen wird. Die Verwitterungsproducte der quarzführenden Gesteine stehen in der Regel den Lehmen, die der basischen Gesteine durch deren Kalkgehalt den Mergeln nahe. So liefert, um einige Beispiele zu geben, Granit oft (durchaus nicht immer) einen hellfarbigen, thonig-sandigen Boden, Diorit einen braunen, thonigen Boden, aus Melaphyren, Basalten entwickelt sich ein tiefbrauner, kalkhaltiger Thonboden 2c.

Aber auch diese weitgefassten Analogien bestehen durchaus nicht immer; so verwittert der Granit des Riesengebirges nicht etwa nur auf den Höhen, sondern auch im Thal zu einem sehr charakteristischen Grus, während sich in geringer Entfernung ein von diesem sehr wenig verschiedenes, wenn nicht überhaupt identes Gestein unter denselben klimatischen Bedingungen in Lehm umwandelt. Ebenso sind die chemischen Veränderungen, die nahe verwandte Gesteine erfahren, sehr oft durchaus verschieden, je nachdem Stoffe weg- oder zugeführt werden. So findet ein Steigen oder Sinken von SiO^2, von Fe^2O^3, von CaO und MgO statt; primär kalkreiche Gesteine verlieren ihren Kalkgehalt,

aus Graniten bildet sich umgekehrt ein Gemenge, das Epidot, also ein kalkführendes Mineral in großen Mengen enthält; nur die Alkalien nehmen fast regelmäßig ab und zwar das Natron viel schneller als das Kali. Als nahezu (aber nicht völlig) constant wird man in der Regel die Menge der Thonerde annehmen können, auf die man dann, um ein Bild der Veränderung zu bekommen, am besten die Mengen der übrigen Stoffe im unveränderten Gestein und im Zersetzungsproducte bezieht.

Die in schwer löslichen unzersetzten Mineralen enthaltenen Stoffe sind bekanntlich für die Ernährung der Pflanze zunächst belanglos, ganz frische Gesteine bieten daher, von dem physikalischen Moment ganz abgesehen, keinen günstigen Boden für die Vegetation. Umgekehrt enthalten auch reine oder eisenschüssige Thone, theoretisch die letzten Reste der Verwitterung, wenig oder nichts mehr von den Nährstoffen, deren die Pflanze bedarf; es kommen also für den Pflanzenwuchs wesentlich die mittleren Stadien der Verwitterung, die lehmigen resp. mergeligen Bildungen mit unzersetzten und in Zersetzung begriffenen Gesteinsstücken und einzelnen Mineralen in Betracht. Wenn ein durch Verwitterung eines Eruptivgesteines entstandener Lehm Reste und Componenten des unveränderten Gesteins enthält, so wird in den weitaus meisten Fällen die Annahme gerechtfertigt sein, dass andere Massen derselben Art sich in ihm weiter zersetzen; aus der Natur der noch erkennbaren Gemengtheile kann man dann mit der nöthigen Vorsicht schließen, welche Stoffe in dem Boden in eine leicht lösliche Form übergehen resp. in ihm in einer für die Pflanze verwendbaren Form zurückgehalten werden.

Anhangsweise sei erwähnt, dass in den Tropen und Subtropen die Eruptivgesteine (und nicht nur sie allein, sondern auch die später zu besprechenden mechanischen Sedimente und krystallinen Schiefer) unter dem Einflusse der gewaltigen Niederschläge und der hohen Temperaturen in einen an Eisenoxydhydrat reichen, gelblichen bis rothen Lehm, den sogenannten Laterit übergehen. In den eigentlichen Tropen enthält er löcherige und schlackenähnliche Concretionen (Laterit im engeren Sinne nach Wohltmann); fehlen diese (in den gemäßigteren Zonen), so spricht man von Rotherde resp. Gelberde.

Laterit (im weiteren Sinne) entsteht durch immer tiefer vordringende Zersetzung, so dass die Lateritbildungen sehr bedeutende Mächtigkeit erreichen. Das Material des Laterit ist übrigens, wie in

jüngster Zeit durch M. Bauer festgestellt wurde, oft nicht ein eisenschüssiger Thon, d. h. ein wasserhaltiges Thonerdesilicat, sondern ein Aluminiumhydroxyd $Al(OH)^3$.

Die Sedimente.

In der Einleitung wurde gezeigt, dass die Flüsse Theile der festen Erdrinde in festem oder gelöstem Zustande in die Meere oder Seen hinausführen und hier theils als mechanische Sedimente, theils als chemische Präcipitate absetzen. Mit dem chemischen Niederschlag oder dem mechanischen Absatz sinken gleichzeitig die Reste abgestorbener Meeresthiere zu Boden, die von später sinkenden Theilen des Sedimentes zugedeckt und vor weiterem Zerfall gänzlich oder theilweise bewahrt werden. Das Vorkommen derartiger „Versteinerungen" von Meeresthieren auf dem Festlande veranlasste schon Leonardo da Vinci zu der Annahme, dass an der Stelle, wo derartige Gebilde auftreten, früher einmal das Meer gestanden haben müsse; eine spätere Zeit suchte, von dem gleichen Gedanken ausgehend, diese Ueberreste auf die Sintflut zurückzuführen. Die fortschreitende Erkenntnis hat jedoch gelehrt, dass Theile der Erdrinde, die heute Festland sind, in wiederholtem Wechsel vom Meere bedeckt und wieder Festland waren und dass ferner der größte Theil der Gesteine, die das heutige Festland zusammensetzen, im Meere gebildet sind. Dieser Wechsel von Festland und Meer an der Oberfläche der Erdrinde hängt, wie hier nur andeutungsweise bemerkt werden kann, nach dem gegenwärtigen Stand unseres Wissens mit der fortschreitenden Abkühlung des heißen Erdinneren zusammen: durch die weiter nach Innen vordringende Abkühlung schrumpft der innere Kern, die ihn wie ein Mantel bedeckende Erdrinde wird dadurch zu weit und es brechen Theile der Erdrinde ein. In diesen tiefsten Theilen sammelt sich das Wasser und bildet die Meere; durch sein Abfließen in die durch Senkung entstandenen tiefsten Stellen werden bisher vom Meere bedeckte Theile der Erdrinde trocken gelegt und bilden das Festland, bis ein neuer, durch weiter fortschreitende Abkühlung veranlasster Einbruch wieder zu einer neuen Vertheilung von Meer und Land Veranlassung gibt. Diese Einbrüche darf man sich keineswegs plötzlich vorstellen; für menschliche Begriffe gehen sie sehr langsam vor sich, so dass es überaus sorgfältiger Untersuchung bedarf, um derartige Verschiebungen von Wasser und Land

mit Zuhilfenahme der historischen Ueberlieferung überhaupt nachweisen zu können; die Dauer eines Menschenlebens reicht für derartige Beobachtungen in keiner Weise aus.

Wo nun die Erdrinde von Meer bedeckt ist, entstehen Sedimente, die in späteren Zeiten wieder das Festland bilden. Naturgemäß müssen in einer Reihe aufeinanderfolgender Absätze aus Wasser die am tiefsten liegenden die ältesten sein, also auch die Ueberreste der relativ ältesten Thiere einschließen; mit dieser logischen Forderung stimmt die Beobachtung überein, dass in einer derartigen Reihe von Sedimenten die am tiefsten liegenden Versteinerungen sich von den entsprechenden Theilen jetzt lebender Thiere am meisten unterscheiden, während die höher liegenden sich der jetzigen Fauna im allgemeinen nähern.

Durch Vergleichung sehr zahlreicher, an verschiedenen Orten übereinander liegender Sedimente ist es gelungen, eine Altersreihenfolge der Sedimente auf Grund der in ihnen auftretenden organischen Reste festzustellen; man unterscheidet:

Känozoische Formationsgruppe.

Quartärformation	Alluvium (Gegenwart), Diluvium (Eiszeit ꝛc.).
Tertiärformation	Pliocän, Miocän, Oligocän, Eocän.

Mesozoische Formationsgruppe.

Kreideformation	Senon, Turon, Cenoman, Gault, Neocom.
Juraformation	Malm (weißer Jura), Dogger (brauner Jura), Lias (schwarzer Jura).

Triasformation	Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein.

Paläozoische Formationsgruppe.

Dyas	Zechstein, Rothliegendes.
Steinkohlen- (Carbonische) Formation	Ober-Carbon, Unter-Carbon.
Devonische Formation	Ober-Devon, Mittel-Devon, Unter-Devon.
Silurische Formation	Ober-Silur, Unter-Silur.

Cambrische Formation.

Präcambrische Formation.

Unter dem Präcambrium liegt die aus krystallinen Schiefern zusammengesetzte, versteinerungsfreie

Archäische Formationsgruppe.

Es fehlt vorläufig jedes Mittel, um auch nur andeutungsweise den ungeheuren Zeitraum in Jahren auszudrücken, der seit den Lebzeiten der ältesten, uns in Resten erhaltenen (nicht etwa der überhaupt ältesten) Organismen bis zur Gegenwart verstrichen ist. Selbst der vergleichsweise geringe Zeitraum, der uns von der geologisch jüngsten Vergangenheit der Erde, dem Diluvium, z. B. der Eiszeit in Mitteleuropa trennt, hat sich bisher direct nicht ermitteln lassen, aber auch die niedrigsten möglichen Schätzungen bewegen sich in Zehntausenden von Jahren.

Man glaubte früher, dass sich zu verschiedenen geologischen Perioden auch verschiedenartige Sedimente gebildet hätten, doch hat die fortschreitende Erkenntnis gezeigt, dass diese scheinbaren Unterschiede hier ebenso

wie bei den Eruptivgesteinen auf secundären Einwirkungen beruhen. Andererseits sind die Ablagerungen derselben Periode überaus verschiedenartig, wie schon eine Betrachtung der in der Gegenwart sich ablagernden Gebilde lehrt; es ist somit die Gesammtheit der gleichzeitig gebildeten Sedimente durch die Angabe ihres Alters keineswegs ihrer stofflichen Zusammensetzung nach charakterisiert. Wohl aber ist dies für abgegrenzte Gebiete der Fall; so sind beispielsweise die als Buntsandstein und Muschelkalk bezeichneten Theile der Triasformation für Deutschland durch ihre Namen auch petrographisch gut charakterisiert. In noch höherem Grade sind die Gesteine kleinerer Unterabtheilungen der Formationen auf kleine Entfernungen hin ähnlich entwickelt: hier gestattet die geologische Identificierung oder die Benützung einer geologischen Karte geradezu Erfahrungen über die stoffliche Zusammensetzung eines Bodens unter Berücksichtigung der localen Verhältnisse von einer Stelle auf eine andere zu übertragen.

Wenn die geschilderten Senkungen die einzige Reaction der Erdrinde auf das Schrumpfen des Kernes wären, müsste man erwarten, dass die sedimentären Bildungen im allgemeinen horizontal übereinander lägen und dass die Oberfläche der Erde auf sehr weite Strecken hin von gleichen Gesteinen, den Producten der letzten Meeresbedeckung des betreffenden Landtheiles, eingenommen würde. Sehr oft liegen nun aber auf der Erdoberfläche verschiedenartige Gesteine auf einem relativ kleinen Gebiete nebeneinander und eine nähere Untersuchung lehrt, dass diese Gebilde nicht nur verschiedenartig, sondern auch verschieden alt sind. In diesem Fall, wie in vielen anderen, liegen die Sedimente nicht horizontal, sondern sämmtlich oder theilweise geneigt; sie fallen unter kleineren oder größeren Winkeln gegen den Horizont ein. Diese Lagerung weist unzweideutig auf eine Aenderung der Lage der Gesteine *nach* ihrer Bildung hin, ebenso wie die oft beobachtete Thatsache, dass die Schichten verschiedener Gesteine nicht parallel übereinander liegen, sondern verschiedenen Fall gegen den Horizont besitzen. Man fasst alle diese Aenderungen der Lage, die Verschiebungen in der Erdrinde anzeigen und eine Folge der Schrumpfung des Erdinnern sind, als *Dislocationen* zusammen; die wichtigsten unter ihnen bewirken eine Faltung der oberen Theile der Erdrinde, einen Vorgang, dem die weitaus meisten Gebirge, die sogenannten *Kettengebirge*, ihre Entstehung verdanken (Alpen, Karpathen; auch die mitteldeutschen Gebirge sind zum größten Theile *Reste* derartiger Kettengebirge).

Die durch die Schrumpfung des Erdkernes hervorgebrachten Niveauunterschiede sucht die Thätigkeit der Atmosphärilien, besonders die des fließenden Wassers auszugleichen, indem sie Theile der höheren Partien in die tieferen hinausführt und zum Absatz bringt (Bildung der Sedimente). Immer neue Dislocationen bewirken von neuem Verschiebung von Wasser und Land und Aufthürmung neuer Gebirge, das Sediment des Meeresgrundes wird das Gipfelgestein hoher Gebirge, seine Theile werden von neuem in das Meer hinausgeführt und am Grunde abgelagert, so dass sich aus demselben Material immer neue Sedimente bilden und somit die Theile des scheinbar unbeweglichen unveränderlichen Gesteines sich in einem ununterbrochenen Kreislauf befinden.

Wir beginnen die Besprechung der auf diesem Wege entstehenden Gebilde mit den quantitativ an der Erdoberfläche am meisten vertretenen Gesteinen, den mechanischen Sedimenten.

I. Die mechanischen Sedimente.

1. Entstehung von Trümmerhaufen in situ und durch Sturz.

Die mechanische und chemische Einwirkung der Atmosphärilien, die eine Auflockerung des compacten Gesteins bewirkt, wurde bei der Verwitterung und Zersetzung der Eruptivgesteine (S. 82 ff.) besprochen; dieselben Kräfte wirken natürlich in entsprechender Weise auf alle Gesteine ein. Die rein mechanischen Wirkungen, das Zerspringen infolge sehr großer Temperaturunterschiede und das Zerfrieren, sind am stärksten auf den Höhen der Gebirge entwickelt; demgemäß sind viele Gipfelgebiete von einer Trümmerdecke gebildet, unter der man festes anstehendes Gestein oft nur an Abstürzen und Wänden wahrnehmen kann. Löst sich ein Gesteinsstück an einer ausreichend geneigten Stelle der Oberfläche ab, so stürzt es zur Tiefe, sein Fall stört das labile Gleichgewicht anderer Trümmer, die gleichfalls niederstürzen, Felszacken verlieren durch Ablösung unter ihnen liegender Gesteinstheile ihren Halt, brechen gleichfalls ab und zerschlagen beim Auffallen in zahlreiche größere und kleinere Stücke: alle diese Vorgänge bewirken, dass sich an flachen Abhängen des Gebirges und an ihrem Fuße im Thale große Massen von eckigen Trümmern, Schutthalden und Schuttkegel ansammeln, deren einzelne Bestandtheile sehr verschiedene Größe, bis zu staubartigen Theilen hinab, besitzen und für die ihre eckige Begrenzung

charakteristisch ist. Regengüsse veranlassen das Herabfallen von losen Stücken auch an Stellen, an denen die Steine an sich liegen bleiben würden, sie beschleunigen somit die Aufschüttung der Halden und Kegel wie auch durch Bloßlegen compacter Massen das weitere Vordringen der Zerstörung. Aehnliche Bildungen entstehen durch sog. Bergstürze; für alle diese Aufschüttungsmassen ist charakteristisch, dass sie trotz oft großer Ausdehnung und bedeutender Mächtigkeit immer den Charakter von localen Bildungen besitzen.

Derartige Böden sind bekanntlich für den Pflanzenwuchs höchst ungünstig, da die sowohl mechanisch wie chemisch wichtige Feinerde fehlt resp. die durch Verwitterung entstehende nicht haftet, sondern immer wieder abgespült wird. Es bedarf überaus langer Zeiträume, bis durch tiefgehende Verwitterung und die sich über lange Zeiträume erstreckende Thätigkeit der niederen Organismen die Verhältnisse sich bessern.

2. Durch Wassertransport zusammengeschwemmte Sedimente.

Die Flüsse führen ungeheure Massen festen Materials aus dem Gebirge in die Ebene hinaus, zum größten Theil Schutt, der durch Regen und Schneeschmelze in ihr Bett geschwemmt wird; ihm gesellen sich Gesteinsmassen, die durch die Thätigkeit des Wassers und der in das Flussbett gelangten Steine dem Ufer und dem Grund des Bettes entrissen werden. Auf dieser erodierenden Thätigkeit beruht im wesentlichen die Vertiefung und Verbreiterung der Flussbetten sowie das andauernde Wachsthum der Thäler nach dem Gebirge zu. Das Wasser der Gebirgsbäche erscheint in der Regel klar und frei von Verunreinigungen, da die kleineren im Bereiche der normalen Wassermenge liegenden Gesteinstheilchen fast völlig abwärts transportiert sind, die größeren nur langsam am Grunde des Baches fortgeschoben werden; bei Hochwasser ist jedoch das Wasser des angeschwollenen Baches von mitgerissenen Theilchen trübe, gleichzeitig werden von der vervielfachten Stoßkraft des Wassers große Gesteinsstücke und ganze Blöcke thalab geführt, die gegen einander und gegen die Gesteine des Grundes und der Ufer stoßen und somit auch ihrerseits feines Gesteinsmaterial erzeugen.

Mit abnehmendem Gefälle nimmt auch die Stoßkraft des Wassers (bei gleichbleibender Wassermenge) sehr erheblich ab; es vermögen daher die Wassermassen die Blöcke, die sie bei Hochwasser in das Thal hinab-

geführt haben, nicht mehr weiter zu transportieren, um so weniger, als die Gebirgsbäche aus ihrem Bett heraustreten und die mitgeführten Blöcke zum großen Theil außerhalb ihrer Ufer ablagern. Ebenso werden im Thale die bei Regengüssen und Schneeschmelzen auf den in normalen Zeiten trockenen Wasserrissen und Schluchten heruntergeschleppten Gesteinsmassen abgelagert, so dass am Fuße der Höhen sich große *Schuttablagerungen* bilden, deren Bestandtheile mehr oder weniger eckige Formen besitzen. Die im Flussbett liegen gebliebenen Blöcke werden jedoch weiter verkleinert; bei normalem Wasserstand werden sie von den kleineren Steinen, die das Wasser über sie hinwegrollt, berieben und geglättet, bei wieder eintretendem Hochwasser wälzt der Fluss sie wieder ein Stück in das Thal hinaus, wobei sie sich am Untergrund und an den mitgeführten Blöcken reiben. Die vom Flusse mitgeführten Gesteinsstücke verlieren somit ihre eckige Form, sie werden rundlich: *Gerölle*. Für die vom Fluss mitgeführten festen Massen gebraucht man je nach ihrer Größe verschiedene Namen, ohne dass sich jedoch bestimmte Zahlen als Grenze angeben ließen: die größten nennt man *Gerölle* im engeren Sinn und unterscheidet *große* und *kleine Gerölle*; ungefähr bei Eigröße bis Erbsengröße spricht man von *Kies* (grober, feiner Kies), dann unterscheidet man *groben Sand*, *feinen Sand* und endlich *Schlamm*. Für jede Größe der Geschiebe gibt es ein Minimum der Geschwindigkeit des Wassers, das für die Fortbewegung der festen Theile erforderlich ist; sinkt die Geschwindigkeit unter diese Grenze, so fallen die Geschiebe der bestimmten Größe zu Boden und bilden die Sandbänke, deren Bestandtheile bei Erhöhung der Geschwindigkeit durch Hochwasser weiter thalwärts wandern. Es werden daher die vom Flusse mitgeführten Geschiebe umso kleiner, je weiter vom Quellgebiete entfernt sie sich finden: die mitgeführten Massen werden einerseits immer mehr zerkleinert, je länger der Transport dauert, andererseits müssen die größeren Stücke wegen Verminderung der Stromgeschwindigkeit immer mehr zurückbleiben, je mehr sich der Fluss seinem Unterlauf nähert. Da bei Hochwasser der Fluss öfters aus seinen Ufern tritt, so begleiten Ablagerungen von Geröll, Kies und Sand den Fluss zu beiden Seiten; infolge davon werden bei Flüssen, die ihr Bett seitlich verschieben, oft große Flächen von den Ablagerungen der Flüsse bedeckt und zwar sind die derartig überschotterten Strecken umso größer, je älter der Fluss ist resp. je länger er sein Bett seitlich verschiebt. Da sich im Laufe der Zeit die Wasserführung des Stromes, bisweilen auch sein Gefälle, stark ver-

ändert, so finden sich Kiese und Schotter (grobe, mit Geröllen vermischte Kiese) oft an Stellen der Flüsse, an denen diese Flüsse heute nur noch Sand und Schlamm zu transportieren vermögen. Ueberschwemmungen veranlassen die Ablagerung von grobem und feinem Material; dabei nimmt von den zu gleicher Zeit mitgeführten Stoffen das gröbste Material die unterste, das feinste die oberste Stelle ein — mehrfache Ueberschwemmungen können zu wiederholtem Wechsel von Geröllen, Kiesen, Sanden und Schlamm führen. Im allgemeinen muss aber auch die Korngröße dieser den Fluss begleitenden alluvialen Bildungen vom Oberlauf nach dem Unterlauf abnehmen.

Für den Ackerbau sind natürlich die Geröllablagerungen wie die Schotter und Kiese durchaus ungeeignet; bei den Sandablagerungen wird die Fruchtbarkeit, von den Wasserverhältnissen ganz abgesehen, von der mineralogischen Natur des Sandes und dem Alter der Ablagerung abhängen. Sandanhäufungen, die ausschließlich aus Quarz bestehen (ein sehr häufiger Fall), sind durchaus unfruchtbar, aber auch feldspatreiche Sande sind für den Ackerbau nur geeignet, wenn die Verwitterung schon Zeit gehabt hat, auf sie einzuwirken und aus einem Theil der Sande Feinerde zu bilden: dort, wo der Fluss den Sand abgesetzt hat, war seine Stoßkraft immer noch groß genug, um die feineren Theile mit sich fortzuführen. Die Ablagerung dieser feinsten Theilchen bedingt hingegen unter günstigen Umständen sehr große Fruchtbarkeit (Schlamm des unteren Nilthales).

Unverhältnismäßig viel größere Mengen festen Materials als der Fluss an seinen Ufern absetzt, führt er in das Meer hinaus; die Quantität der festen Theile, die in derselben Zeit auf diesem Wege dem Lande entzogen werden, ist für die verschiedenen Flüsse sehr verschieden und schwankt auch in demselben Fluss oft mehrfach im Laufe eines Jahres in überaus weiten Grenzen. Ein Bild von den ungeheuren Mengen, die dem Festlande auf diesem Wege entzogen werden, geben die für einige Ströme berechneten Werte: der Mississippi führt jährlich über 200 Millionen Cubikmeter feste Stoffe, die Donau über 35 Millionen, der Po über 11 Millionen in das Meer hinaus. Die Stoßkraft des Flusswassers wird nach der Einmündung sehr rasch $= 0$, die mitgeführten festen Stoffe sinken daher rasch nieder und zwar der Mündung um so näher, je größer sie sind; nur die feinsten Theilchen bleiben lange Zeit suspendiert und gelangen in das offene Meer hinaus. Die unmittelbar in der Nähe der Mündung untersinkenden Massen

bauen die Deltas auf, die in vielen Fällen sehr rasch wachsen und ganze Meerestheile (ebenso wie Theile der Binnenseen) auffüllen und zuschütten — die heutige lombardische Tiefebene ist ein vom Po und seinen Nebenflüssen zugeschütteter Meerbusen, und noch heute schreitet das Wachsthum des Po-Deltas sehr rasch fort. Das Fehlen einer Deltabildung an der Mündung großer Ströme (Elbe, Oder, Amazonenstrom ꝛc.) deutet auf ein Sinken des Meeresbodens hin, das die Wirkung der Aufschüttung aufhebt.

Das auf diesem Wege in das Meer hinausgeführte Material besteht aus Bruchstücken der das Stromgebiet aufbauenden Gesteine und aus Fragmenten der diese Gesteine aufbauenden Minerale resp. ihren schwer löslichen oder unlöslichen Zersetzungsproducten; die leicht löslichen Minerale resp. die bei der Zersetzung sich bildenden leicht löslichen Umwandlungsproducte werden vom Wasser aufgenommen und veranlassen im Meere die Bildung der später zu besprechenden chemischen Präcipitate. Am weitesten verbreitet sind daher unter dem von den Flüssen mitgeführten Sand und Schlamm Quarz und Kaolin, auch Kaliglimmer ist nicht zu selten, jedoch treten auch die in den Eruptivgesteinen weit verbreiteten Minerale Biotit, Pyroxene, Amphibole, Erze, Apatit, sowie besonders die Glieder der Feldspatgruppe oft in erheblichen Mengen auf. In wesentlich größerer Menge als in den Eruptivgesteinen, aber natürlich immer noch untergeordnet, finden sich die sehr schwer zersetzbaren accessorischen Gemengtheile Zirkon, Rutil, Granat ꝛc.

Zu diesen Massen gesellen sich noch Gesteinsbruchstücke, die das Meer selbst dem Festlande an den Steilküsten entreißt; auch hier bilden sich durch die Thätigkeit der Wogen Gerölle, Sand und Schlamm. Für alle diese losen Massen gilt das Gesetz, dass sie, je gröber sie sind, desto näher dem Ufer zu Boden sinken; der Küste zunächst herrschen die Gerölle, in etwas weiterer Entfernung zunächst die groben, dann die feinen Sande, am weitesten werden die Schlammtheile hinausgetragen, die dann im offenen Meer zu Boden sinken. Natürlich sinkt mit den Geröllen auch Sand und Schlamm, mit dem Sand auch Schlamm zu Boden, während gelegentlich gröbere Theilchen auch in das Meer hinausgetragen werden. Diese Ablagerungen bedecken in horizontalen Lagen den Boden, sie sind geschichtet, d. h. sie bestehen aus einzelnen Lagen von gleicher oder wechselnder Zusammensetzung, die durch parallele Flächen (Schichtfugen, entstanden durch Unterbrechung der Ablagerung oder Wechsel des abgesetzten Materiales) gegen einander abgegrenzt werden.

Im Laufe der Zeit verfestigen sich die geschilderten losen Massen theils durch mechanische, theils durch chemische Vorgänge zu compacten Gesteinen. Bei dieser Verfestigung wirkt in hervorragendem Maße eine Eigenthümlichkeit der den größten Theil des Schlammes bildenden Kaolinblättchen und verwandter Neubildungen mit: ein Haufwerk dieser Blättchen saugt mit großer Begierde Wasser ein, das es nur schwer wieder abgibt und bildet so eine zusammenhängende Masse. Auf diese Weise entstehen aus den meisten Schlammablagerungen Thone, Lehme ꝛc. Die größeren Gemengtheile der übrigen nicht schlammigen Aufschüttungsgebilde werden entweder mechanisch durch beigemengten Thon zusammengehalten oder chemisch durch Ausscheidungen aus den Gemengtheilen selbst oder dem Wasser, in dem sie sich absetzen, verkittet; das stets feinkörnige, mineralogisch sehr wechselnde und auf verschiedene Weise entstandene Bindemittel wird als Cement den größeren Componenten gegenübergestellt.

Unter diesen secundär verfestigten Gesteinen unterscheidet man nach der Beschaffenheit der zusammengeschwemmten Stücke:

Breccien = verkitteter Schutt (die großen Stücke sind eckig begrenzt);

Conglomerate = verkittete Gerölle und Kiese;

Sandsteine = verkitteter Sand;

Thone, Lehme ꝛc. = verfestigter Schlamm.

Breccien und Conglomerate.

Theoretisch sind in der Natur so viel verschiedene Breccien und Conglomerate denkbar, die sich nur aus Fragmenten und Gemengtheilen eines einzigen Gesteins aufbauen, als es (nicht zu leicht verwitternde) Eruptiv- und Sedimentgesteine gibt; zu ihnen gesellt sich noch die gewaltige Zahl von entsprechenden Gebilden, die sich aus den Fragmenten mehrerer Gesteine aufbauen und die als polygene Breccien und Conglomerate bezeichnet werden. Maßgebend für die Entstehung der einen oder anderen Gruppe ist die geologisch-petrographische Zusammensetzung des Gebietes, dem die Fragmente entnommen werden; am Fuße eines wesentlich aus einem Gestein bestehenden Gebirges, an einer von einer Felsart aufgebauten Küste, zu den Seiten (und event. an der Mündung) eines ein petrographisch einheitlich zusammengesetztes Gebiet durchströmenden Flusses werden sich Ablagerungen bilden, die herrschend aus den Gemengtheilen dieses einen

Gesteins bestehen; wechselt der Aufbau des Gebietes, aus dem Schutt und Gerölle stammen, so bilden sich polygene Gebilde. Scharfe Grenzen bestehen zwischen beiden Gruppen natürlich nicht.

Bei allen Breccien und Conglomeraten ist für den Pflanzenwuchs die Natur des Cementes und besonders die Menge des Cementes im Verhältnis zu der des Schuttes und Gerölles wichtiger als die mineralogisch-chemische Zusammensetzung dieser, da bei der Verwitterung das Cement in erster Linie die Feinerde liefert und auch aus ihm zuerst die löslichen Verwitterungsproducte hervorgehen, deren die Pflanze zu ihrer Ernährung bedarf. Aber auch unter den relativ günstigsten Verhältnissen wird immer die Gefahr sehr groß sein, dass die sich bildende Feinerde bei geneigter Lage des Bodens fortgeführt, bei horizontaler in die Lücken zwischen den größeren Stücken zusammengeschwemmt wird, so dass die Oberfläche wesentlich von groben Brocken gebildet wird. Hat sich jedoch auf derartigen Böden ein reicherer Pflanzenwuchs angesiedelt und sich ein humoser Boden gebildet, so schreitet die Verwitterung weiter nach innen fort und es kommt die chemische Beschaffenheit des Gesammtgesteins zur Geltung; speciell müssen sich dann die monogenen Gebilde chemisch ebenso wie die Gesteine verhalten, aus deren Fragmenten sie sich aufbauen. Unter diesen Umständen kann eine kurze Aufzählung der wichtigsten Breccien und Conglomerate genügen, um so mehr, als diese grobkörnigen Gebilde quantitativ hinter den Sandsteinen und Thonen sehr weit zurückstehen; auch die Besprechung der verschiedenen Cemente kann für die Sandsteine aufgespart werden.

Unter den monogenen Conglomeraten und Breccien sind Gesteine bekannt, die sich völlig aus Granitmaterial aufbauen, auch andere Tiefen- und Ergußsteine liefern bisweilen für sich allein das Material zu grobkörnigen klastischen Gesteinen. Die weiteste Verbreitung besitzen unter diesen die aus Quarzporphyrmaterial aufgebauten Breccien und Conglomerate, die in großen Theilen von Mitteleuropa in der Formation des Rothliegenden eine bedeutende Rolle spielen. Weit verbreitet sind Conglomerate, deren Gerölle sich wesentlich aus Quarzkörnern aufbauen (besonders in den älteren Formationen), ferner kennt man ausschließlich aus Kalkstein bestehende Breccien und Conglomerate und andere mehr.

Polygene Conglomerate, in welche die monogenen übergehen, sind weit verbreitet; bekannte Beispiele sind sehr viele Conglomerate des Rothliegenden sowie unter den jüngeren Bildungen die tertiäre

Nagelfluh in der Schweiz, die sich, beispielsweise am Rigi, deutlich als eine verfestigte Deltabildung erkennen lässt. An der Grenze dieser polygenen Gebilde gegen grobkörnige Sandsteine steht die Grauwacke, ein aus Quarz, Thonschiefer, Kieselschieferfragmenten sowie Feldspat bestehendes, fest cementiertes Gestein von gewöhnlich grauer Farbe, das in den alten Formationen weit verbreitet ist und durch Größerwerden der Rollstücke in echte Grauwackenconglomerate übergeht.

Sandsteine.

Sandsteine sind cementierte Sande; ihr wichtigster, aber durchaus nicht einziger in Körnern auftretender Bestandtheil ist Quarz. Die einzelnen Körner sind, besonders wenn die Gebilde klein sind, trotz des Wassertransportes nicht rund, sondern eckig. In Körnern findet sich außer Quarz noch Feldspat, bisweilen in erheblichen Mengen; derartige Sandsteine werden als Arkose bezeichnet. Weit verbreitet ist ferner in Blättern der Kaliglimmer, die übrigen oben als Gemengtheile mechanischer Sedimente genannten Minerale sind theils seltener, theils treten sie wie der Kaolin in bestimmten Sandsteinen herrschend im Cement auf.

Nach dem Cement kann man die Sandsteine eintheilen in

Sandsteine mit thonigem Cement oder thonige Sandsteine. Die verbreitetste Varietät; das Cement wird wesentlich von Kaolinblättchen gebildet, die in den meisten Fällen eingeschwemmt sind, bisweilen aber sich auch durch Zersetzung von Feldspatkörnchen an Ort und Stelle bilden können. Die Farben sind oft hell, durch Färbung des Cementes mit Eisenoxydhydrat entstehen aber auch weitverbreitete rothe Sandsteine. Der Thongehalt ist durch den eigenthümlichen Geruch erkennbar, den alle thonhaltigen Gesteine beim Anhauchen erkennen lassen. Durch Zunahme des Cementes gehen die thonigen Sandsteine in sandige Lehme und Thone über.

Findet sich im Cement von Sandsteinen neben Thon auch kohlensaurer Kalk, so entstehen Sandsteine mit mergeligem Cement, die durch Vorherrschen des Cementes in sandige Mergel übergehen; nimmt andererseits im Cement der Thon ab und der Kalk zu, so erhält man Sandsteine mit kalkigem Cement, die gewöhnlich graue Farbentöne aufweisen und durch Abnahme der Körner in unreine sandige Kalksteine übergehen. Der Kalkgehalt der Sandsteine ist theils

Gesteins beste-
und G
Grenz

wu
Ce
al

auf mechanische Einschwemmung von Kalkschlamm, theils auf chemische Ausscheidung zurückzuführen.

Weit verbreitet als herrschender Gemengtheil des Cementes ist Eisenoxydhydrat in Flocken und Strängen, seltener Eisenoxyd. Die durch dieses Cement verkitteten eisenschüssigen Sandsteine besitzen [illegible] braune oder rothe Farbe; neben der Eisenverbindung tritt [illegible] in größeren oder geringeren Mengen Thon auf. Das Eisenoxyd-[illegible] ist niemals eingeschwemmt, sondern stets das Resultat chemischer [illegible]

Sandsteine mit kieseligem Cement (nicht selten, aber doch [illegible] so weit verbreitet wie die übrigen Arten) sind auffallend hart und [illegible]; das Bindemittel, dessen Menge in sehr weiten Grenzen schwankt, gewöhnlich aber sehr gering ist, ist theils Quarz, theils amorphe wasserhaltige Kieselsäure: Opal.

Glaukonitischer Sandstein. Als Glaukonit wird eine grünliche, gewöhnlich in Körnergestalt auftretende Substanz bezeichnet, die wahrscheinlich kein Mineral, sondern ein mechanisches Gemenge ist. Ihre chemische Zusammensetzung ist ziemlich wechselnd, sie enthält SiO^2 um 50% in ziemlich weiten Grenzen schwankend, ferner FeO oder Fe^2O^3 in erheblichen Mengen, etwas Al^2O^3 und regelmäßig K^2O. Derartige kleine Glaukonitkörner treten mit den Quarzkörnern zusammen auf und werden mit diesen gewöhnlich durch kalkiges Cement verkittet; bisweilen besteht auch das Cement aus Glaukonit. Die Farbe dieser Sandsteine ist grünlich; durch Verwitterung wird der Glaukonit bräunlich und der Sandstein nimmt dieselbe Farbe an.

Für die Beschaffenheit der Böden, die sich aus Sandsteinen entwickeln, sind sehr verschiedene Verhältnisse maßgebend, wobei von der Verschwemmung natürlich ganz abgesehen wird. Für den Gehalt an Nährstoffen ist die Menge von zersetzbaren, derartige Stoffe enthaltenden Mineralen unter den Körnern oder dem Cement von Bedeutung, unter den Körnern in erster Linie die Anwesenheit oder das Fehlen von Feldspat, sodann von Glaukonit, aber auch von anderen zersetzbaren Silicaten, im Cement werden mergelige und glaukonitische Beimischungen einen günstigen Einfluss ausüben. Sandsteine, die wesentlich aus Quarzkörnern mit kieseligem, rein thonigem oder eisenschüssigem Cement bestehen, können nur wenig oder gar keine Nährstoffe enthalten. Für die physikalische Beschaffenheit der Böden ist die Menge der Sandkörner in ihrem Verhältnis zur Menge des thonigen, mergeligen,

glaukonitischen event. auch des kalkigen Cementes maßgebend; cementarme Sandsteine müssen Böden mit den ungünstigen physikalischen Eigenschaften der Sandböden liefern, wie sie auch aus reinen Sanden entstehen.

Thongesteine.

Als Thongesteine werden diejenigen mechanischen Sedimente zusammengefaßt, deren Hauptbestandtheil ein wasserhaltiges Thonerdesilicat ist, am häufigsten Kaolin, aber auch chemisch verwandte, zum Theil wohl amorphe Minerale oder ein aus dieser Thonsubstanz hervorgegangener Kaliglimmer. Dieser Hauptmasse sind andere Minerale, besonders sehr feinkörniger Quarz in größeren oder geringeren Mengen, ferner Feldspate und Biotitblättchen beigemischt. Die Gesteine erscheinen sehr oft dunkel bis schwarz gefärbt durch organische Substanz, gelb oder roth durch fein vertheilte Eisenverbindungen.

Thone, die annähernd reiner Kaolin sind und daher hell bis weiß erscheinen, finden sich fast nur local als Zersetzungsproducte feldspatreicher Gesteine, können also hier nicht besprochen werden.[1])

Viel wichtiger sind die Schlämmproducte des Wassers, die im Meere und in Seen als Schlamm niedersinken und sich als Thon verfestigen. Im trockenen Zustand erscheint der Thon überaus dicht, matt und erdig, ist mit dem Fingernagel ritzbar und läßt sich leicht zwischen den Fingern verreiben; er saugt Wasser an, das er festhält und wird dann mehr oder weniger plastisch. Thonpulver, das von eventuell vorhandenen färbenden Eisenverbindungen durch Behandeln mit Säure, von der organischen Substanz durch Glühen befreit ist, erscheint unter dem Mikroskop bestehend aus flockigen und schuppigen Anhäufungen von (doppelbrechendem) Kaolin oder als eine aus dem oben erwähnten amorphen Mineralen zusammengesetzte Masse, denen in wechselnden Mengen Quarz- und Feldspatkörnchen, Glimmerblättchen, Rutilnädelchen ꝛc. beigemischt sind. Als Letten werden Thone bezeichnet, die sehr sandarm sind, sehr viel Wasser ansaugen und sich im feuchten Zustand fett und schmierig anfühlen; gewöhnlich sind sie bunt gefärbt. Sehr sandreiche Thone heißen Lehme, sie vermitteln den Uebergang zu Sandsteinen mit thonigem Cement; die Anwesenheit von erheblichen Mengen von

[1]) Thone und Lehme, die durch Verwitterung von Gesteinen in situ entstanden sind, wurden schon auf Seite 94 ff. besprochen; hier werden nur die durch fließendes Wasser zusammengeschwemmten Bildungen behandelt, durch Eistransport entstandene Gebilde jedoch einer späteren Stelle vorbehalten.

auf mechanische Einschwemmung von Kalkschlamm, theils auf chemische Ausscheidung zurückzuführen.

Weit verbreitet als herrschender Gemengtheil des Cementes ist Eisenoxydhydrat in Flocken und Strängen, seltener Eisenoxyd. Die durch dieses Cement verkitteten eisenschüssigen Sandsteine besitzen gewöhnlich braune oder rothe Farbe; neben der Eisenverbindung tritt oft in größeren oder geringeren Mengen Thon auf. Das Eisenoxydhydrat ist niemals eingeschwemmt, sondern stets das Resultat chemischer Vorgänge.

Sandsteine mit kieseligem Cement (nicht selten, aber doch nicht so weit verbreitet wie die übrigen Arten) sind auffallend hart und compact; das Bindemittel, dessen Menge in sehr weiten Grenzen schwankt, gewöhnlich aber sehr gering ist, ist theils Quarz, theils amorphe wasserhaltige Kieselsäure: Opal.

Glaukonitischer Sandstein. Als Glaukonit wird eine grünliche, gewöhnlich in Körnergestalt auftretende Substanz bezeichnet, die wahrscheinlich kein Mineral, sondern ein mechanisches Gemenge ist. Ihre chemische Zusammensetzung ist ziemlich wechselnd, sie enthält SiO^2 um 50% in ziemlich weiten Grenzen schwankend, ferner FeO oder Fe^2O^3 in erheblichen Mengen, etwas Al^2O^3 und regelmäßig K^2O. Derartige kleine Glaukonitkörner treten mit den Quarzkörnern zusammen auf und werden mit diesen gewöhnlich durch kalkiges Cement verkittet; bisweilen besteht auch das Cement aus Glaukonit. Die Farbe dieser Sandsteine ist grünlich; durch Verwitterung wird der Glaukonit bräunlich und der Sandstein nimmt dieselbe Farbe an.

Für die Beschaffenheit der Böden, die sich aus Sandsteinen entwickeln, sind sehr verschiedene Verhältnisse maßgebend, wobei von der Verschwemmung natürlich ganz abgesehen wird. Für den Gehalt an Nährstoffen ist die Menge von zersetzbaren, derartige Stoffe enthaltenden Mineralen unter den Körnern oder dem Cement von Bedeutung, unter den Körnern in erster Linie die Anwesenheit oder das Fehlen von Feldspat, sodann von Glaukonit, aber auch von anderen zersetzbaren Silicaten, im Cement werden mergelige und glaukonitische Beimischungen einen günstigen Einfluss ausüben. Sandsteine, die wesentlich aus Quarzkörnern mit kieseligem, rein thonigem oder eisenschüssigem Cement bestehen, können nur wenig oder gar keine Nährstoffe enthalten. Für die physikalische Beschaffenheit der Böden ist die Menge der Sandkörner in ihrem Verhältnis zur Menge des thonigen, mergeligen,

glaukonitischen event. auch des kalkigen Cementes maßgebend; cementarme Sandsteine müssen Böden mit den ungünstigen physikalischen Eigenschaften der Sandböden liefern, wie sie auch aus reinen Sanden entstehen.

Thongesteine.

Als Thongesteine werden diejenigen mechanischen Sedimente zusammengefaßt, deren Hauptbestandtheil ein wasserhaltiges Thonerdesilicat ist, am häufigsten Kaolin, aber auch chemisch verwandte, zum Theil wohl amorphe Minerale oder ein aus dieser Thonsubstanz hervorgegangener Kaliglimmer. Dieser Hauptmasse sind andere Minerale, besonders sehr feinkörniger Quarz in größeren oder geringeren Mengen, ferner Feldspate und Biotitblättchen beigemischt. Die Gesteine erscheinen sehr oft dunkel bis schwarz gefärbt durch organische Substanz, gelb oder roth durch fein vertheilte Eisenverbindungen.

Thone, die annähernd reiner Kaolin sind und daher hell bis weiß erscheinen, finden sich fast nur local als Zersetzungsproducte feldspatreicher Gesteine, können also hier nicht besprochen werden.[1])

Viel wichtiger sind die Schlämmproducte des Wassers, die im Meere und in Seen als Schlamm niedersinken und sich als Thon verfestigen. Im trockenen Zustand erscheint der Thon überaus dicht, matt und erdig, ist mit dem Fingernagel ritzbar und läßt sich leicht zwischen den Fingern verreiben; er saugt Wasser an, das er festhält und wird dann mehr oder weniger plastisch. Thonpulver, das von eventuell vorhandenen färbenden Eisenverbindungen durch Behandeln mit Säure, von der organischen Substanz durch Glühen befreit ist, erscheint unter dem Mikroskop bestehend aus flockigen und schuppigen Anhäufungen von (doppelbrechendem) Kaolin oder als eine aus dem oben erwähnten amorphen Mineralen zusammengesetzte Masse, denen in wechselnden Mengen Quarz- und Feldspatkörnchen, Glimmerblättchen, Rutilnädelchen ꝛc. beigemischt sind. Als Letten werden Thone bezeichnet, die sehr sandarm sind, sehr viel Wasser ansaugen und sich im feuchten Zustand fett und schmierig anfühlen; gewöhnlich sind sie bunt gefärbt. Sehr sandreiche Thone heißen Lehme, sie vermitteln den Uebergang zu Sandsteinen mit thonigem Cement; die Anwesenheit von erheblichen Mengen von

[1]) Thone und Lehme, die durch Verwitterung von Gesteinen in situ entstanden sind, wurden schon auf Seite 94 ff. besprochen; hier werden nur die durch fließendes Wasser zusammengeschwemmten Bildungen behandelt, durch Eistransport entstandene Gebilde jedoch einer späteren Stelle vorbehalten.

Kalkcarbonat und Kalkmagnesiacarbonat bringt Uebergänge in die Gruppe der Mergel hervor.

Bezüglich der verschiedenen Unterabtheilungen, die nach dem Sandgehalt gemacht werden (strenger Thon, Thon, sandiger Thon, milder Thon, thoniger Lehm, Lehm, sandiger Lehm, lehmiger Sand 2c.), muss auf die landwirtschaftlichen Lehrbücher verwiesen werden, ebenso für die Frage nach den Eigenschaften der Thon- und Lehmböden als Ackerböden; nur muss betont werden, dass für die physikalischen Eigenschaften das Mengenverhältnis von Thon und Sand, für die chemischen die mineralogische Beschaffenheit des Sandes in Frage kommt. Fruchtbar im Sinne von: Nährstoffe der Pflanze darbietend sind auch hier nur die Böden mit reichlichen Mengen von Mineralen, die verwittern und bei der Verwitterung für die Pflanze verwendbare Stoffe in leicht assimilierbarer Form ausscheiden, in erster Linie also Feldspat führende Böden; die eigentlichen Thonsubstanzen sind wie der Quarzsand so gut wie unzersetzlich, auch der weiße Glimmer zersetzt sich nur sehr schwer und kommt daher trotz seines Kaligehaltes für die Ernährung der Pflanze nicht in Betracht.

Als Schieferthon werden Gesteine bezeichnet, die sich von den Thonen nur durch größere Festigkeit und eine ausgeprägte Theilbarkeit nach einer Ebene auszeichnen; im übrigen stimmen sie ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach mit den Thonen überein, nur stellen sich häufiger Blättchen von weißem Glimmer ein, die sich aus den thonigen Substanzen gebildet haben.

Thonschiefer sind überaus verbreitete dichte feste, nach einer Ebene infolge von Schieferung (vgl. S. 5 und 145 ff.) sehr gut theilbare Gesteine von gewöhnlich grauer und grünlicher, nicht selten aber auch schwarzer gelber und röthlicher Farbe. Auf der Schieferfläche (dem sogenannten Hauptbruch) besitzen sie einen matten Glanz, senkrecht dazu (auf dem Querbruch) erscheinen sie stumpf. Weder auf dem Hauptbruch noch auf dem Querbruch sind für das Auge irgend welche Gemengtheile wahrnehmbar. Ursprünglich Thone, sind sie durch den Gebirgsdruck schieferig geworden und haben unter Einwirkung des Druckes ihre mineralogische (nicht ihre chemische) Zusammensetzung bis zu einem gewissen Grade geändert: die thonigen Substanzen sind theilweise oder gänzlich in farblosen Glimmer umgewandelt, der in kleinen Blättchen parallel der Schieferungsebene liegt, den eigenthümlichen Glanz hervorbringt und zu der vorzüglichen Theilbarkeit nach

dieser Ebene beiträgt. Außerdem finden sich in dem Gestein wesentlich Quarzkörnchen und Chloritblättchen, sowie zahllose, aber sehr dünne haarartige Rutilnädelchen, die sogenannten Thonschiefernädelchen. Die Menge des Quarzes im Verhältnis zu der Masse der blättrigen Gemengtheile schwankt bei den Thonschiefern in denselben weiten Grenzen wie bei den Thonen, aus denen sie hervorgegangen sind; ebenso entsprechen den kalkreichen (mergeligen) Thonen vollkommen die Kalkthonschiefer, die zu vollständigen Aequivalenten der Mergel hinüberführen.

An die Thonschiefer reihen sich unmittelbar die Phyllite oder Thonglimmerschiefer; auch diese weit verbreiteten dünnschiefrigen Gesteine sind unter der Einwirkung des Gebirgsdruckes aus Thonen hervorgegangen und unterscheiden sich von den Thonschiefern eigentlich nur durch größere Dimensionen der Neubildungen, besonders des Kaliglimmers, wodurch sie auf dem Hauptbruch einen stärkeren Glanz erhalten. Sehr oft sind die Gesteine grünlich, doch kommen auch andere Farben, weiß, roth, schwarz vor. Quarzreiche und quarzarme Glieder finden sich auch hier, kalkreiche Gesteine heißen Kalkphyllite, an kohligen Substanzen reiche, dunkle Gesteine heißen Graphitschiefer; Phyllite, die sich infolge feinschuppiger Anordnung der Kaliglimmerblättchen fettig anfühlen und auf dem Hauptbruch einen Seidenglanz besitzen, werden oft Sericitschiefer genannt.

Die Thongesteine sind in allen Formationen weit verbreitet und zwar finden sich im allgemeinen in den jüngsten Formationen Thone, in den älteren, besonders im jüngeren Paläozoikum Schieferthone; Thonschiefer und Phyllite finden sich dort, wo der Gebirgsdruck auf Thone besonders stark eingewirkt hat, also in den ältesten Bildungen wie auch in den gefalteten Theilen der Erdrinde in allen, auch sehr jungen Formationen (z. B. tertiäre Thonschiefer und Phyllite der Alpen). Umgekehrt haben auch die ältesten Thonbildungen ihren Habitus als Thon an den Stellen bewahrt, wo sie weder einer Faltung noch einer starken Belastung durch jüngere Sedimente ausgesetzt waren. (Thone im unteren Cambrium bei St. Petersburg.)

Die Endproducte der Verwitterung des Thonschiefers und Phyllites unterscheiden sich chemisch natürlich nicht von Thonen und Lehmen; für die agronomischen Verhältnisse kommt jedoch noch die Art des Zerfalles hinzu. Nach Gümbel zerbröckelt Thonschiefer im allgemeinen nicht und verwittert schwer, während für Phyllit oft eine

ziemlich leichte Verwitterbarkeit zu weichen erdigen Massen angegeben wird; da zwischen Thonschiefer und Phyllit eine scharfe Grenze nicht besteht und die Art der Verwitterung jedenfalls in hohem Grade durch die localen Verhältnisse (Lage der Schieferungsebene zur Böschung, Klima 2c.) beeinflusst wird, so dürfen derartige Angaben nie zu sehr verallgemeinert werden.

Anhangsweise muss hier eine local wichtige thonige Bodenart besprochen werden, das Marschland. Während gewöhnlich das Meer an den Küsten innerhalb der Flutgrenze nur Anhäufungen von gröber körnigen Massen (Gerölle, Sande) ablagert, der Schlamm aber von den abströmenden Wellen immer wieder in das Meer hinausgeführt wird, lagert sich unter günstigen Verhältnissen dort, wo das abströmende Wasser durch natürliche oder künstliche Hindernisse aufgehalten wird, an einzelnen Theilen der Küste auch der Schlamm, vermischt mit den Resten abgestorbener Meeresthiere ab. So lange diese Ablagerungen noch von der Flut bedeckt werden, heißen sie an der Nordsee Watten, die trocken gelegten und durch die Vegetation festgehaltenen thonigen Absätze werden als Marschen bezeichnet.

II. Chemische Präcipitate.

A. Auf anorganischem Wege gebildete Gesteine.

Das in die Erdrinde eindringende Sickerwasser, das auf seinem Wege lösend auf die Minerale einwirkt, gelangt als Quelle wieder an die Erdoberfläche; daher ist das Wasser der Quellen niemals chemisch rein, sondern ist stets eine Lösung, die verschiedene Stoffe enthält. Am deutlichsten ist die Lösungsnatur des Quellwassers natürlich bei den sogenannten Mineralquellen, aber auch die völlig geschmacklosen Wässer führen erhebliche Mengen gelöster Stoffe. So enthalten die schon im Altertume wegen ihrer Reinheit berühmten Wässer Roms in 10.000 Theilen Wasser 1·14 $CaCO^3$, 0·35 $MgCO^3$, 0·3 Na^2SO^4, 0·06 $CaCl^2$ 2c. im ganzen 2·63‰ gelöste Stoffe. (Fontana Trevi.)

Das Wasser der Quellen bildet zusammen mit den oberflächlich abfließenden und daher in viel geringerem Grade lösenden Wasser die Flüsse und Ströme; die Mengen der gelösten Substanzen sind qualitativ natürlich nach der petrographischen Natur des Stromgebietes, quantitativ nicht nur von dieser, sondern sogar in demselben Flusse und an derselben Stelle von der Jahreszeit wie von den Regenmengen

abhängig. Als Beispiel mögen am Wasser des Rheins bei Köln im Jahre 1870 angestellte Bestimmungen dienen: 10.000 Theile Wasser enthielten $CaCO^3$ 1·2, $MgCO^3$ 0·4, $CaSO^4$ 0·4, NaCl 0·14, KCl, SiO^2, Fe^2O^3 ꝛc.: Spuren, Sa 2·2. Allgemein läßt sich annehmen, daſs die Flüsse durchschnittlich $^1/_{6000}$ des Gewichtes ihrer Wassermenge an gelösten Substanzen dem Meere zuführen und die Mengen der einzelnen Stoffe sich, von Ausnahmen abgesehen, annähernd wie in dem gegebenen Beispiel verhalten.

Da aus dem Meere immer chemisch reines Wasser verdunstet, während als Ersatz immer das gelöste Stoffe enthaltende Wasser der Flüsse eintritt, so stellt das Meerwasser eine concentriertere Lösung dar; je länger dieser Proceſs andauert, desto größer muſs natürlich der Gehalt des Meerwassers an gelösten Stoffen werden. Seine Zusammensetzung ist, von geringen Abweichungen abgesehen, im offenen Meere überaus gleichartig; durchschnittlich ist in 1000 Theilen Meerwasser enthalten: 27 NaCl, 3·3 $MgCl^2$, 2·3 $MgSO^4$, 1·3 $CaSO^4$, 0·6 KCl, zusammen 34·5 Theile. Der kohlensaure Kalk, der in dem Flusswasser unter den gelösten Stoffen überwiegt und den man daher auch im Meere in sehr großer Menge erwarten müsste, kommt hier nur in sehr geringen Mengen (in 1000 Theilen Wasser werden 0·04 Theile $CaCO^3$ angegeben) vor; die weitaus größte Menge des Kalkes wird dem Meerwasser durch die Thätigkeit der Organismen entzogen, die den Kalk aus dem Meerwasser aufnehmen, zum Aufbau ihrer Schalen oder Skelette verwenden und somit in eine relativ schwer lösliche Form überführen. Ein directer Absatz selbst der in größter Menge gelösten Stoffe aus dem Meere ist nun nicht möglich, da die Lösung hierfür viel zu verdünnt ist — in 1000 Theilen einer gesättigten Lösung von Wasser und Chlornatrium sind 260 Theile NaCl, also ungefähr die zehnfache Menge des im Meerwasser gelösten Salzes enthalten — wohl aber findet chemische Ausscheidung aus dem Meerwasser in Fällen statt, in denen dieses durch irgendwelche Verhältnisse vom Zusammenhange mit dem Meere abgetrennt und der Verdunstung unterworfen wird.

Läßt man Meerwasser langsam verdunsten, so scheidet sich (nach starker Verringerung des Wassers) zuerst das Calciumsulfat aus, auf dieses folgt das Chlornatrium mit etwas Chlormagnesium ꝛc.; in der noch übrig bleibenden Lösung, der „Mutterlauge" sind dann die am leichtesten löslichen Salze, Chlormagnesium, Chlorkalium, Magnesiumsulfat in großen Mengen enthalten, die sich erst bei noch wesentlich vorschreitender Concentration ausscheiden.

Ganz entsprechend verläuft die Ausscheidung aus dem Meerwasser, wenn ein Theil des Meeres, eine Bucht, von dem Zusammenhang mit dem Meere abgeschnitten wird und das Wasser verdunstet; es entsteht dann ein Schichtencomplex, dessen tiefster Theil wesentlich aus Calciumsulfat, dessen mittlerer hauptsächlich aus Chlornatrium sich aufbaut und in dessen höchstem Theil sich die „Mutterlaugensalze" in sehr bedeutender Menge einstellen.

Die wichtigsten Minerale, welche die so entstehenden Schichten zusammensetzen, sind:

$CaSO^4$ Anhydrit.
$CaSO^4 . 2H^2O$ Gips.
$NaCl$ Steinsalz.
KCl Sylvin.
$KCl . MgCl^2 . 6H^2O$ Carnallit.
$KCl . MgSO^4 . 3H^2O$ Kainit.

Anhydrit.

Der Anhydrit $CaSO^4$ (entsprechend 41·2% CaO, 58·8% SO^3) krystallisiert rhombisch; ausgebildete Krystalle sind relativ selten, gewöhnlich tritt er in körnigen und dichten Massen gesteinsbildend auf, die Gesteine heißen dann gleichfalls Anhydrit. Charakteristisch ist für ihn seine Spaltbarkeit nach drei aufeinander senkrecht stehenden Flächen, den drei Symmetrieebenen der rhombischen Krystalle — die verschiedene Vollkommenheit der Spaltbarkeit nach den drei Richtungen sowie die verschiedene Beschaffenheit der Spaltungsflächen beweist die Unabhängigkeit der drei Flächen von einander — ferner die nicht große Härte 3—3·5, das ziemlich hohe specifische Gewicht 2·8—3, mäßige Lichtbrechung und sehr starke Doppelbrechung. Die Färbung der Anhydritgesteine ist gewöhnlich hell, weiß, grau, bläulich, röthlich, doch kommen auch fast schwarze Anhydrite vor. Unter dem Einfluss von Wasser (schon durch Einwirkung des Wassergehaltes der Luft) geht der Anhydrit unter sehr bedeutender Zunahme seines Volumens in Gips über; als Düngemittel wirkt er im Boden ganz ebenso wie der Gips.

Gips.

Der Gips $CaSO^4 . 2H^2O$ (entsprechend 32·5% CaO, 46·5% SO^3, 21% H^2O) krystallisiert typisch monosymmetrisch, bald tafel-

förmig nach der Symmetrieebene, begrenzt von dieser und vier Flächenpaaren, so dass auf jeder Seite der Tafel zwei Flächen unter stumpfen Winkeln zusammenstoßen, bald dicksäulenförmig von denselben Flächen begrenzt, aber durch Zurücktreten der Symmetrieebene und Vorherrschen von zwei Flächenpaaren unterschieden. Zwillingsbildung ist häufig. Sehr vollkommen spaltbar nach der Symmetrieebene, die daher Perlmutterglanz zeigt, sehr weich, mit dem Fingernagel ritzbar (H = 1·5—2), das specifische Gewicht ist viel niedriger als beim Anhydrit = 2·3, Licht- und Doppelbrechung sind beide niedrig. Durch die geringe Härte und das niedrigere specifische Gewicht unterscheidet sich Gips leicht von Anhydrit.

Die aus Gips bestehenden Gesteine, gleichfalls Gips genannt, sind in der Regel kleinkörnig bis dicht, sehr verschieden gefärbt, häufig durch Thon und Mergel verunreinigt. Nur selten sind sie deutlich geschichtet; gewöhnlich treten sie ebenso wie der Anhydrit in stockförmigen ungeschichteten Massen auf.

Im Boden veranlasst Gips (und Anhydrit) die für die Pflanze überaus wichtige Umsetzung des Kaliumcarbonates in das für die Aufnahme der Pflanze geeignete Kaliumsulfat; er wird deshalb als Düngemittel Böden zugeführt, in denen er sich nicht durch Verwitterung in genügender Menge selbst bildet. Gips- und Anhydritgesteine liefern hingegen einen aus chemischen und physikalischen Gründen für den Pflanzenwuchs durchaus ungünstigen Boden.

Die relativ leichte Löslichkeit des Gips (circa 400 Theile Wasser lösen 1 Theil Gips) veranlasst die Bildung von Höhlen und Schlotten im Gipsgestein.

Steinsalz.

Steinsalz NaCl (entsprechend 39·4% Na, 60·6% Cl) krystallisiert regulär, zeichnet sich durch vorzügliche Spaltbarkeit nach dem Würfel (drei aufeinander senkrecht stehenden zusammengehörigen Flächen) aus. H = 2, specifisches Gewicht 2·1—2·2, sehr leicht löslich (2·8 Theile Wasser lösen 1 Theil Na Cl.). Farblos, aber häufig durch Beimischungen grau, roth ꝛc. gefärbt. In den Steinsalzlagerstätten tritt es hauptsächlich als körniges Steinsalz auf.

Abgesehen von den Steinsalzlagern findet sich Na Cl noch als Steppen- oder Wüstensalz oberflächlich eine Rinde bildend; diese Gebiete wie auch die ganz vereinzelten Vorkommen, in denen Steinsalzlager an

der Oberfläche der Erdrinde sich finden, sind natürlich für den Ackerbau durchaus ungeeignet.

Sylvin.

Sylvin K Cl (entsprechend 52·4% K, 47·6% Cl) dem Steinsalz in seinem ganzen Verhalten überaus ähnlich und auf dessen Lagerstätten auftretend, ist viel weniger verbreitet als dieses. Von Steinsalz durch seinen bitter salzigen Geschmack sowie durch die violette Färbung, die er einer nicht leuchtenden Flamme verleiht, zu unterscheiden. Das Mineral, ein wichtiges Material zur Herstellung von Kalisalzen, die auch als Düngemittel verwendet werden, entsteht gewöhnlich durch Zersetzung des Carnallit.

Carnallit.

Carnallit K Cl . Mg Cl^2 . 6 H^2O (entsprechend 26·8% K Cl, [14% K, 12·8% Cl] 34·2% Mg Cl^2, 39% H^2O) rhombisch, fast immer derb in großkörnigen Aggregaten, glänzend, aber durch Feuchtigkeit matt werdend, leicht löslich, an der Luft zerfließend, farblos, jedoch oft durch kleine Blättchen von Eisenglanz (sogenannten Eisenglimmer) roth. H = 1, specifisches Gewicht 1·6. Bei Staßfurt, Vienenburg ꝛc., ferner bei Kalusz in den obersten Theilen der Steinsalzlager weit verbreitet, das wichtigste Material für die Herstellung der Kalisalze.

Kainit.

Kainit K Cl . Mg SO^4 . 3 H^2O (entsprechend 30% K Cl, 48·3% Mg SO^4, 21·7% H^2O resp. 15·7% K, 14·3% Cl, 16·1% Mg O, 32·2% SO^3, 21·7% H^2O), monosymmetrisch, aber gewöhnlich derb, gelblich oder grau, seltener farblos, leicht löslich, specifisches Gewicht 2·0. Findet sich in größerer Mächtigkeit in den Steinsalzlagerstätten von Staßfurt und Kalusz, wird zur Herstellung von Kalisalzen sowie gemahlen direct als Düngemittel verwendet.

Entstehung der Steinsalzlager.

Irgend ein Meerestheil würde, wenn er vom Meere abgeschnürt wird und austrocknet, nur einen der Mächtigkeit nach relativ geringen Rückstand, eine circa 100 Meter dicke aus den genannten Stoffen bestehende Kruste hinterlassen, während Anhydrit, Gips, Steinsalz in viel größerer verticaler Ausdehnung — man kennt Steinsalzlager von über 1200 Meter Mächtigkeit — auftreten. Die Entstehung der gewaltigen Lager erklärt sich durch die Annahme, daß rasch ver-

dunstende tiefe Buchten vom Meere zunächst nicht gänzlich abgeschnitten werden: über eine Barre hinweg (Sandbank 2c.) erfolgt ein beschränkter Zutritt von Meerwasser, das verdunstete Wasser wird immer wieder ersetzt und das Wasser der Bucht immer reicher an gelösten Stoffen, bis von einem bestimmten Sättigungsgrad an die Ausscheidung der Minerale beginnt. Die zuerst ausfallenden Minerale sind Anhydrit, respective Gips, bei weiterer Concentration folgt Steinsalz, das häufig von dünnen Gips- und Anhydritlagern durchzogen wird. Geht die Concentration noch weiter, so wird das Steinsalz von Lagen leichter löslicher Substanzen, die schon zu den sogenannten Mutterlaugensalzen gehören, durchzogen — in diesem Theile findet sich in dem Vorkommen von Staßfurt, das der Beschreibung zu Grunde gelegt wurde, Nester von Sylvin; ist schließlich die Verbindung mit dem Meere ganz unterbrochen, so scheiden sich die wegen ihres Kaligehaltes wertvollen, leichtest löslichen Salze aus, unter denen Carnallit und Kainit die wichtigsten sind. Damit diese leicht löslichen Massen erhalten bleiben, muss sich schließlich eine schützende Hülle von undurchlässigem Gestein über sie breiten.

Am weitesten sind in der Natur von den auf dem geschilderten Wege gebildeten Massen diejenigen verbreitet, die sich bei der geringsten Concentration ausscheiden, d. h. Anhydrit und Gips; am seltensten sind die Mutterlaugensalze, zu deren Ausscheidung einerseits eine lange Dauer der Verdunstung und immer erneute Zuführung von Meerwasser, andererseits in einem bestimmten Zeitpunkt völlige Abtrennung vom Meere erforderlich ist.

Einfacher bilden sich Gesteine auf chemischem Wege in abflusslosen Wasserbecken wie in den Steppenseen im Gebiet der unteren Wolga, im todten Meere 2c.; das verdunstende reine Wasser wird durch gelöste Stoffe enthaltendes Flusswasser ersetzt und das im See befindliche Wasser dadurch immer reicher an diesen Stoffen. Da die meisten Flüsse, wie oben gezeigt wurde, einen relativ sehr hohen Procentsatz von kohlensaurem Kalk gelöst enthalten und dieser Kalk beim Eintritt in die Seen nicht wie im Meere fast gänzlich von den Organismen festgelegt wird, so bildet sich in vielen Fällen zunächst eine Ablagerung von kohlensaurem Kalk, auf die dann eine Ablagerung von Steinsalz 2c. folgt. Bildungen dieser Art sind oft durch regelmäßige, in Schichten angeordnete Einlagerungen von feinen, im Flusswasser mechanisch suspendierten und in dem See zu Boden gesunkenen Gesteinstheilchen ausgezeichnet.

Ausscheidungen aus süßem Wasser.

Kurze Erwähnung als Bildungen aus süßem Wasser verdienen noch der **Kalktuff**, der sich aus dem Wasser kalkhaltiger Quellen und Flüsse absetzt (der Baustein für Rom, unter dem Namen Travertin bekannt, ist ein derartiger Absatz des Flusses Anio), ferner der **Süßwasserquarz**, ein hell gefärbtes, gewöhnlich sehr poröses aus Quarz bestehendes Gestein, und der **Kieselsinter**, aus wasserhaltiger amorpher Kieselsäure bestehende ganz lichte Absätze heißer Quellen. Diese drei letztgenannten Gesteine sind verhältnismäßig selten und nur von localer Bedeutung. Weiter verbreitet ist der ganz feinkörnige dunkelgraue bis schwarze **Kieselschiefer**, ein sehr hartes unschmelzbares Gestein, das in manchen Vorkommen als Absatz heißer Quellen oder als Product der Infiltration von Kieselsäure in andere Gesteine aufzufassen ist, während ein anderer Theil durch die Thätigkeit der Organismen entstanden ist.

B. Durch Vermittlung der Organismen auf chemischem Wege entstandene Gesteine.

Unter den durch Vermittlung der Organismen auf chemischem Wege entstandenen Gesteinen ist das wegen seiner ungeheueren Verbreitung weitaus wichtigste der Kalkstein; kurze Erwähnung beanspruchen sodann die aus Kieselschalen bestehenden Gesteine, bekannt unter dem Namen Polierschiefer, Kieselguhr, Diatomeenerde.

Von den ausschließlich durch die Thätigkeit der Pflanzen entstehenden Kohlen können hier nur die jüngsten an der Erdoberfläche liegenden Gebilde, Moor und Torf besprochen werden.

1. Kalkgesteine.

Für alle ganz oder wesentlich aus kohlensaurem Kalk $CaCO^3$ bestehenden Gesteine, die sämmtlich im Wasser gebildet sind, ist mit den wenigen auf oben angegebenen Ausnahmen ein directer Absatz aus dem Wasser ausgeschlossen: es bedarf in diesen erwähnten Fällen ganz specieller Bedingungen, ungewöhnlich reicher Kalkführung der Flüsse, Einmündung in abflusslose Seen, um überhaupt eine derartige Ausscheidung zu ermöglichen; das Ergebnis derartiger Vorgänge sind immer nur locale und wenig mächtige Bildungen.

Nun treten aber Kalkgesteine in ungeheurer Verbreitung und gewaltiger Mächtigkeit, bisweilen ganze Gebirge bildend („Kalkalpen“)

auf; für sie kann eine derartige Entstehung in keiner Weise angenommen werden, vielmehr läßt sich nachweisen, daß sie sämmtlich direct oder indirect durch die Thätigkeit der Organismen im Meere entstanden sind.

In erster Linie ist die Kreide und der (feinkörnige oder dichte) Kalkstein nach Beschaffenheit und Entstehung zu erörtern; der (großkörnige Kalkstein oder) Marmor ist aus Kalkstein durch secundäre Umwandlung hervorgegangen.

Kreide.

Als Kreide wird ein erdiger stets hellgefärbter, oft weißer, sehr feinkörniger weicher Kalk bezeichnet, der sich zum großen Theil aus den Kalkschalen gewöhnlich mikroskopisch kleiner einzelliger in die Classe der Foraminiferen gehöriger Thierchen aufbaut; neben diesen spielen eigenthümlich gestaltete Kalkscheibchen, die sog. Kokkolithen, über deren systematische Einreihung noch nicht völlige Klarheit herrscht, eine große Rolle.

Die Tiefseeforschungen der letzten Jahrzehnte haben nun ergeben, daß der Grund der Oceane bis zu einer Tiefe des Meeres von 4000 *m* auf ungeheure Strecken hin von einem kalkigen gelblichen oder grauen Schlamm bedeckt ist, der beim Eintrocknen weiß und kreidig wird und sich aus mikroskopischen Foraminiferenschalen und Kokkolithen, ganz wie die Kreide aufbaut. Nach der in ihm verbreitetsten Foraminiferengattung wird dieser kalkige Absatz Globigerinenschlamm, nach seiner Färbung weißer Tiefseeschlamm genannt. Die durch ihre Schalen diesen Schlamm bildenden Foraminiferen leben an der Oberfläche des Meeres, sie bauen die Schalen auf aus dem Kalk, den die Flüsse gelöst in das Meer führen und den sie dem Meere entziehen; nach dem Tode des Thieres sinken die Schalen auf den Grund des Meeres.[1])

In derselben Weise, wie sich der weiße Tiefseeschlamm gegenwärtig bildet, hat sich in vergangenen geologischen Perioden ähnlicher Tiefseeschlamm gebildet, der jetzt durch Verschiebung von Wasser und Land im Laufe der Geschichte der Erdrinde trocken gelegt, die gewal-

[1]) Die Kalkpartikelchen der thierischen Schalen, Gerüste ꝛc. werden durch Häutchen von organischer Substanz bis zu einem gewissen Grade gegen die Auflösung durch das unter hohem Druck stehende und kohlensäurereiche Meerwasser geschützt, dem diese Partikel ohne diesen Schutz schon in weit geringeren Tiefen zum Opfer fallen müssten.

tigen Massen der Kreide zusammensetzt, die sich am Aufbau von Rügen, Seeland, der Gegend von Aachen und Mastricht, Nordfrankreich und S.-O.-England in hervorragendem Maße betheiligen.

Aehnliche Vorgänge, Fixierung des gelösten Kalkes durch Organismen und Ansammlung der Schalen der abgestorbenen Individuen spielen sich am Grunde von Seen ab; die auf diesem Wege entstandenen Gebilde werden als Seekreide, Wiesenkalk, Süßwasserkalk ꝛc. bezeichnet und sind besonders wichtig als Unterlage von Torfmooren, die im Laufe der Zeit an die Stelle der Seen getreten sind.

Kalkstein,

feinkörniger (oder dichter) Kalkstein. Die in den uns zugänglichen respective zutage liegenden Theilen der Erdrinde überaus weit verbreiteten oft sehr mächtigen feinkörnigen Kalksteine (oder Kalksteine im engeren Sinne, im Gegensatz zum Marmor) bestehen ganz oder zum größten Theil aus kleinen Kalkspatkörnchen, die das unbewaffnete Auge nicht mehr erkennen kann. Die Gesteine sind gewöhnlich hell, gelblich, grau, seltener braun oder schwarz gefärbt, im Bruch erscheinen sie erdig und matt. Da sich der Kalkspat in Säuren sehr leicht löst, braust jeder Kalkstein infolge der entweichenden Kohlensäure, wenn er mit kalter Salzsäure in Berührung kommt; in genügenden Mengen löst sich der Kalkspat der Kalksteine völlig auf, dabei bleibt fast immer ein aus Sand, Thon ꝛc. bestehender unlöslicher Rückstand, so daſs man aus der Menge dieses Rückstandes den Grad der Verunreinigung resp. umgekehrt den Gehalt an kohlensaurem Kalk bestimmen kann. Das Gestein ist, da Kalkspat ein weiches Mineral ist, natürlich weich, es läſst sich mit dem Messer sehr leicht kratzen; die vorzügliche Spaltbarkeit des Kalkspates nach drei Ebenen läſst sich gewöhnlich wegen der sehr geringen Größe der einzelnen Körner mit dem unbewaffneten Auge, oft auch mit der Lupe nicht beobachten, macht sich aber im Dünnschliff zusammen mit den auffallenden optischen Eigenschaften des Kalkspates (vergl. S. 88) deutlich geltend.

Alle diese Kalksteine nun sind theils direct, theils indirect aus den Schalen, Gerüsten ꝛc. von Organismen entstanden, wenn auch häufig in den Kalken keine Andeutung von organischer Structur mehr vorhanden ist. In diesem Falle spricht für die angenommene Entstehung die Thatsache, daſs auch in nachweislich von Organismen aufgebauten Kalksteinen die organische Structur sehr oft verloren geht,

ferner die Unzulässigkeit der Annahme, daſs Kalk in größerer Menge sich in früheren Perioden im Gegensatz zur Jetztzeit direct aus dem Meere abgeschieden haben kann — andere Entstehungsweisen sind aber nicht denkbar und zwar umsoweniger, als alle Ueberreste von Organismen, die man im Kalkstein findet, auf marine Thiere (oder Pflanzen) hinweisen.

Man kann nun zwei Bildungsweisen von marinen Kalken aus Organismen unterscheiden:

1. Die Schalen, Harttheile ꝛc. entstammen *festsitzenden* Organismen, der Kalkstein entsteht an derselben Stelle, wo die Organismen gelebt haben.

2. Schalen resp. Fragmente von Schalen und anderen Harttheilen *freilebender* Thiere resp. Fragmente der entsprechenden Gebilde festgewachsener Organismen häufen sich am Grunde des Meeres an und setzen hier Gesteine zusammen (wie es oben bei der Kreide gezeigt wurde).

Unter den *festsitzenden* Organismen sind die in der Gegenwart und der Vergangenheit wichtigsten die stockbildenden *Korallen*, Polypen, die in ihrer Körperwandung ein Kalkgerüst ausscheiden, dessen Inneres sehr oft von sternförmig angeordneten Kalkleisten durchzogen wird; die Thiere vermehren sich durch Knospung oder Theilung und wohnen in sehr großer Anzahl in sogenannten Colonien zusammen. Derartige Colonien (Stöcke) finden sich dort, wo die Verhältnisse günstig sind, in großen Mengen neben- und aufeinander ein und setzen schließlich unter der Oberfläche des Meeres gewaltige Kalkmassen zusammen, die sog. *Korallenriffe*, an denen immer die Oberfläche bis zu einer bestimmten Tiefe (circa 50 *m*) von sich weiter vermehrenden und dadurch das Riff vergrößernden Korallenthieren besetzt ist, während die inneren und die tieferen Theile lediglich aus dem Gerüst abgestorbener Generationen bestehen. Die Bauten der Korallen können gewaltige Dimensionen erreichen: es sind in den Meeren der Gegenwart Riffe von 20 Meilen Breite und 200 Meilen Länge bekannt. Die ungeheure Mächtigkeit mancher Koralleninseln, die Tausende von Metern von dem Meeresgrunde aus emporragen, steht scheinbar im Widerspruche mit der Thatsache, daſs die Korallenthiere nur in einer von der Meeresoberfläche bis circa 50 *m* unter diese reichenden Zone leben können. Für diese Fälle gab *Darwin* eine in jüngster Zeit allerdings bestrittene Erklärung; er nimmt ein Sinken des Meeresbodens verbunden mit gleich-

zeitigem Wachsthum des Korallenstockes an, so dass der Betrag der Senkung stets durch das Höhenwachsthum des oberen Theiles des Stockes ausgeglichen wird und somit dieser Theil des Stockes stets in der dem Wachsthum der Korallen günstigsten Zone bleibt.

Das Gestein, das derartige Bänke, Riffe und Inseln der heutigen Meere zusammensetzt, hat oft die Reste organischer Structur verloren und erscheint als dichter Kalkstein. Es erklärt sich dies durch chemische Vorgänge, die sich in den Stöcken bald nach dem Absterben der Organismen und später unter der Einwirkung eindringender Wässer vollziehen; auf Bauten der Korallen lassen sich daher neben älteren Kalksteinen, die noch die charakteristische Structur der Riffe besitzen, auch dichte Kalksteine zurückführen, die durch ihre geologische Stellung trotz des Verlustes der charakteristischen Gesteinsbeschaffenheit zu dieser Auffassung berechtigen.

Derartige Bildungen längst vergangener geologischer Perioden, zum Theil durch die Gesteinsstructur, zum Theil durch ihr geologisches Auftreten als Korallenbildungen charakterisiert, sind unter den Gesteinen der Erdrinde weit verbreitet; sehr alte Bildungen finden sich in Schlesien, Böhmen, der Eifel, ferner gehören hierher ein großer Theil der sog. Dolomite Süd-Tirols, jüngere Bildungen finden sich in Hannover, dem schwäbischen Jura 2c.

Anhangsweise sei erwähnt, dass auch andere Thiergruppen, wenn auch in viel geringerer Bedeutung, in früheren Perioden riffbildend aufgetreten sind. Ausgedehnte Kalklagen, viel weniger mächtig als die Bauten der Korallen, aber wichtig wegen ihrer weiteren Verbreitung, entstanden und entstehen aus den Schalen von Muscheln, die sich im ausgewachsenen Zustande an geeigneten Stellen festsetzen und deren Schalen nach dem Absterben der Thiere wieder als Ansatzpunkte für neue Generationen dienen (sog. Muschelbänke, z. B. Austernbänke). Am Aufbau dieser Bänke betheiligen sich oft Würmer, die Röhren aus Kalk herstellen; bisweilen treten diese Röhren für sich allein gesteinsbildend auf (Serpulit). Auch die aus Kalk bestehenden Reste, besonders die Stielglieder der Seelilien oder Crinoiden häuften sich in vergangenen Perioden zu Kalkbänken an (Trochitenkalk).

Von den gesteinsbildenden festsitzenden Organismen gehören dem Pflanzenreiche nur die sog. Kalkalgen an, die in der Gegenwart wie in vergangenen geologischen Perioden bedeutende Kalklager bilden. (Der wichtigste Baustein der Stadt Wien, der sog. Leithakalk, besteht wesentlich aus Kalkalgen, Lithothamnien.)

Eine mindestens ebenso weite Verbreitung wie die aus den Harttheilen festsitzender Organismen entstandenen Kalke besitzen Gesteine, die sich aus den Schalen und Fragmenten der Harttheile freischwimmender und festsitzender Organismen durch Absatz am Grunde des Meeres aufbauen, die also ihrer Bildungsweise nach mit der Kreide übereinstimmen. Durch spontanen Zerfall der Schalen infolge Verwesens der organischen Substanz, durch mechanische Zertrümmerung hervorgerufen durch die Thätigkeit der Wogen wie der räuberisch lebenden Thiere, die die Schalen anderer Thiere zerbrechen, entstehen kleine aus Kalk bestehende Körner, die ihre organische Entstehung nur undeutlich, bisweilen gar nicht mehr erkennen lassen. Diese Körner sinken auf den Meeresgrund und bilden hier einen Kalkschlamm, der an sich keine organische Structur mehr zeigt und durch geeignete geologische Vorgänge zu einem dichten Kalkstein erhärtet. Natürlich mischt sich der Schlamm, der ein chemisches Sediment im strengsten Sinne des Wortes nicht mehr ist, mit anderen mechanischen Absätzen aus dem Meer; auf diese Weise entstehen durch Beimischung von Thon: thonige Kalke, von Sand: sandige Kalke, die bei stärkerer Beimischung des Sandes in Sandsteine mit kalkigem Cement, bei stärkerer Betheiligung des Thones in Mergel übergehen.

Als **Mergel** werden kalkreiche Gesteine mit 20—60% Thonsubstanz bezeichnet, die oft graue, aber auch gelbe, rothe, grüne, blaue und schwarze Farbe besitzen. Sie blättern an der Luft auf und zerfallen in eine bröckelige dem Pflanzenwuchs überaus günstige Masse. Durch Beimischung von Sand zu dem Gemenge von Thon und Kalk entstehen Sandmergel, durch Beimengung von Glaukonit (vergl. S. 110) Glaukonitmergel. Ueber die für Norddeutschland besonders wichtigen Geschiebemergel vergl. unten die Glacialbildungen.

[Etwas abweichend von dem geologischen Sprachgebrauch werden in der landwirtschaftlichen Technik unter „Mergel" alle Bildungen zusammengefaßt, die nach physikalischer Beschaffenheit und chemischer Zusammensetzung sich dazu eignen, als Düngemittel den kalkarmen Aeckern den nöthigen Kalkgehalt zuzuführen; zum Mergel im geologisch-petrographischen Sinn gesellen sich demnach im Sprachgebrauch der Landwirtschaft alle losen oder an der Luft zerfallenden kalkreichen Bildungen wie Löss, Kalktuff, Süßwasserkalk, Moorkalk, Kreidemergel u. s. w.

Durch Auslaugung werden oft kalkreiche lockere Gesteine, wie Mergel und Löss, oberflächlich ihres Kalkgehaltes völlig beraubt und

in Thon resp. Lehm übergeführt, während die tieferen Theile direct zur Mergelung verwendet werden können.]

In der angegebenen Weise gebildete Kalksteine sind so weit verbreitet, dass von einer Aufzählung von Beispielen abgesehen werden kann.

Körniger Kalkstein (oder Marmor zum Theil).[1])

Durch hier nicht zu besprechende Umwandlungsvorgänge kann sich aus allen feinkörnigen Kalksteinen ein aus größeren, dem Auge einzeln wahrnehmbaren Kalkspatkörnern bestehendes Gestein entwickeln, das als Marmor bezeichnet wird und in ziemlich weiter Verbreitung auftritt. Die stofflichen Eigenschaften sind natürlich denen der Kreide und des Kalksteines sehr ähnlich, dem letzteren in allen wesentlichen Punkten sogar gleich, da sich die Gesteine nur durch die Größe der sie aufbauenden Kalkspatkörner unterscheiden.

Verwitterung der Kalke.

Unter der Einwirkung der Atmosphärilien lösen sich die reinen Kalke auf, ohne einen Rückstand zu hinterlassen, es bildet sich also aus ihnen keine lose, dem Pflanzenwuchs günstige Verwitterungsschicht; wohl aber kann sich ein Boden unter günstigen Verhältnissen, besonders bei nicht geneigter Oberfläche, aus Kalken entwickeln, die durch mechanische Beimengungen erheblich verunreinigt sind: der Kalk löst sich zum großen Theile auf, aber die Beimengungen bleiben als Ackerboden zurück, der nicht selten von großen Kalkstücken durchsetzt wird.

Bei der überaus wichtigen und vielseitigen Rolle, die der Kalk im Boden als Nährstoff, ferner bei der Absorption sowie der Neutralisation von Säuren ꝛc. spielt, muss der Kalk jedem Boden als Düngemittel zugeführt werden, der ihn nicht in genügender Menge enthält oder ihn nicht durch Verwitterung in einer für diese Thätigkeit geeigneten Form hervorbringt.

Dolomit.

Das als Dolomit bezeichnete Gestein setzt sich aus Körnern des Minerales Dolomitspat (auch Dolomit genannt) zusammen.

Der Dolomitspat $CaMgC^2O^6$ (oder $CaCO^3.MgCO^3$) entsprechend 30·5% CaO, 21·7% MgO und 47·8% CO^3 resp. 54·5% $CaCO^3$

[1]) Ein weitverbreiteter Sprachgebrauch bezeichnet als Marmor nicht nur die körnigen Kalksteine, sondern auch die dichten, insoweit sie wegen ihrer schönen Färbung architektonisch zum Schmuck von Bauwerken Verwendung finden.

und 45·5% $MgCO^3$, ist in seinen Eigenschaften, Krystallform, Spaltbarkeit, Doppelbrechung, dem Kalkspat nahe verwandt, unterscheidet sich jedoch von ihm durch sein höheres spez. Gewicht 2·9 (bei Kalkspat 2·72) und besonders durch seine schwerere Löslichkeit in Säuren: während Kalkspat sich schon in schwacher Essigsäure löst, löst sich Dolomit in Essigsäure gar nicht, in kalter Salzsäure schwer, erst in warmer Salzsäure leicht. Hiedurch kann man Dolomitspat von Kalkspat und ebenso die aus ihm bestehenden Dolomite leicht von Kalkstein resp. Marmor unterscheiden.

Wie die Kalksteine bestehen auch die aus Dolomitspat aufgebauten Gesteine, die Dolomite, theils aus deutlichen Körnern, so dass marmorähnliche körnige Dolomite entstehen, theils aus kleinen makroskopisch nicht wahrnehmbaren Gebilden, so dass die dichten Dolomite völlig den dichten Kalksteinen entsprechen. Durch zahllose Hohlräume ausgezeichnet ist die sog. Rauchwacke; als Dolomitasche werden erdige Dolomite bezeichnet, wie sie besonders in Thüringen auftreten. Die meisten Dolomite sind hell gefärbt, gelblich grau, auch weißlich; die Gesteine sind weit verbreitet, wenn auch nicht in dem Maße wie die Kalksteine.

Als Dolomite werden in der geologischen Literatur ferner Gesteine bezeichnet, die aus Kalkspat- und Dolomitkörnern bestehen und die, da derartige Mischungen in allen Verhältnissen möglich sind, eine vollständige Reihe zwischen Kalkstein und Dolomit bilden. Richtiger ist es, derartige Gesteine als dolomitischen Kalk zu bezeichnen. In diese Gruppe gehört ein nicht unwesentlicher Theil der „Dolomite" Südtirols.

Die Bildung der Dolomite und dolomitischen Kalke ist genetisch noch nicht völlig geklärt: für einen Theil wird directer Absatz angenommen, andere sind sicher durch Auslaugung des Kalkes aus Magnesiacarbonat enthaltendem Kalkstein entstanden (besonders die Rauchwacken), wieder andere sind in Dolomit umgewandelte Kalksteine, wobei die Umwandlung durch einsickernde Lösungen von Magnesiacarbonat veranlasst wurde.

Als Boden ist der Dolomit unfruchtbar wie der Kalksteinboden, als Düngemittel seiner relativ schweren Löslichkeit wegen nicht verwendbar.

2. Kieselgesteine.

a) Marine Bildungen: Hornstein, Jaspis.

In den größten Tiefen des Meeres, von 4000 Meter ab, verschwinden aus dem den Meeresboden bedeckenden Sediment die Kalk-

schalen der Globigerinen, die offenbar von dem in diesen Tiefen kohlensäurereicheren, unter hohem Druck stehenden Wasser aufgelöst werden; es reichern sich daher die widerstandsfähigeren Bestandtheile des Globigerinenschlammes an. Unter diesen spielen die Kieselschalen von Radiolarien, einzelligen den Foraminiferen naheſtehenden Thieren, eine sehr große Rolle; auf weite Strecken entstehen wesentlich aus ihnen aufgebaute Sedimente. Uebrigens finden sich auch radiolarienreichere Ablagerungen, die in viel geringerer Meerestiefe gebildet sind. Eine ähnliche Rolle, wie die Radiolarien spielen die aus Kieselsäure bestehenden, als „Nadeln" bezeichneten Skelettheile gewisser Spongien (Schwämme).

Von den in den oberen Theilen der Erdrinde auftretenden Gesteinen muſs auf derartige Bildungen ein Theil der dichten, wesentlich aus Kieselsäure bestehenden harten, als Hornstein und Jaspis bezeichneten Gesteine zurückgeführt werden, die durch graue, gelbe, braune und rothe Farben ausgezeichnet sind. Die weiter verbreiteten, ihrer chemischen Zusammensetzung sowie ihren physikalischen Eigenschaften nach dem Hornstein sehr ähnlichen, dunkelgrau oder schwarz gefärbten Kieselschiefer gehören nur zum Theil hieher; ein anderer Theil ist, wie oben erwähnt (S. 120), als chemische Bildung ohne Mitwirkung der Organismen entstanden aufzufassen.

b) **Süßwasserbildungen: Polierschiefer (Tripel), Kieselguhr.**

Unter den Sedimenten, die sich am Grunde von Süßwasser-Seen absetzen, spielen die Ablagerungen der Kieselpanzer von Diatomeen, kleinen einzelligen Algen, eine sehr wichtige Rolle; sie bilden trotz ihrer Kleinheit — auf einen Cubikzoll des Polierschiefers von Bilin (Böhmen) sollen 41.000 Millionen Schalen kommen — mächtige, gewöhnlich hellgefärbte Ablagerungen, die, wenn sie fein geschiefert sind, Polierschiefer oder Tripel, wenn sie locker und erdig sind, Kieselguhr genannt werden.

Derartige Gesteine sind nicht selten; bekannt ist der Polierschiefer aus der Lausitz, vom Habichtswald bei Kassel, von Bilin in Böhmen, ferner die Kieselguhr vom Südrand der Lüneburger Heide, von Franzensbad in Böhmen und das einen Theil des Untergrundes von Berlin bildende zu $^2/_3$ aus derartigen Schalen bestehende Gestein (sog. Infusorienerde). Die Lager von Kieselguhr finden sich häufig in und unter Torflagern.

3. Guano.

Wegen seiner großen Bedeutung als Düngemittel muss der Guano erwähnt werden, ein Gebilde von sehr wechselnder Zusammensetzung. In seinen geschätztesten Varietäten ist er reich an Stickstoffverbindungen, besonders Ammoniaksalzen, in anderen Varietäten reich an phosphorsaurem Kalk; er entsteht als Fäulnisproduct aus den Excrementen und Knochen von Seevögeln und Robben 2c. und häuft sich als eine weißliche bis braune, mehr oder weniger erdige Masse auf den Inseln längs der Küste von Peru, an der Ostküste Patagoniens und anderen Inseln oder Küsten in großer Mächtigkeit an. Bei der stark wechselnden Zusammensetzung und der leichten Veränderlichkeit dieser Gebilde — gerade die für die Landwirtschaft sehr wertvollen Stickstoffverbindungen werden durch Wasser besonders leicht ausgewaschen — muss auf die Angabe einer als Durchschnitt geltenden Analyse verzichtet werden. (Ueber die Beziehungen des Guano zu gewissen phosphorsauren Kalken siehe S. 135, 136 unter Calciumphosphat.)

4. Kohlige Bildungen.

a) Humus.

Die Substanz abgestorbener Pflanzen hinterlässt bei Verwesung unter Luftzutritt nach Bildung von H^2O, CO^2 und NH^3 einen verhältnismäßig geringen Rückstand, der zum Theil aus den dem Boden entnommenen und zum Aufbau verwendeten mineralischen Stoffen, der sogenannten Asche (SiO^2, FeO, CaO, MgO, K^2O, Na^2O, P^2O^5 2c.) gebildet wird, zum Theil aber aus organischen Verbindungen besteht, die wesentlich Kohlenstoff (im trockenen Zustand 70% C), ferner Wasserstoff und Sauerstoff enthalten und in trockenem Zustande ein gelbbraunes bis schwarzbraunes pulveriges Aggregat, den sogenannten Humus bilden. Die Menge des gebildeten Humus ist unter normalen Verhältnissen im Vergleiche zu der verwesenden Substanz resp. den in Gasform entweichenden Körpern verhältnismäßig sehr gering. Es ist hier nicht der Ort, auf die chemisch noch nicht völlig bekannte Natur der den Humus zusammensetzenden Körper einzugehen — Holz, Cellulose 2c. gehen bei der Zersetzung zunächst in braune Gebilde (Ulminstoffe), weiterhin in schwarze (Huminstoffe) über, die beide in Alkalien zum Theil löslich sind; ferner bilden sich zwei in Wasser lösliche Verbindungen, die braune Apokrensäure und die farblose

schalen der Globigerinen, die offenbar von dem in diesen Tiefen kohlensäurereicheren, unter hohem Druck stehenden Wasser aufgelöst werden; es reichern sich daher die widerstandsfähigeren Bestandtheile des Globigerinenschlammes an. Unter diesen spielen die Kieselschalen von Radiolarien, einzelligen den Foraminiferen nahestehenden Thieren, eine sehr große Rolle; auf weite Strecken entstehen wesentlich aus ihnen aufgebaute Sedimente. Uebrigens finden sich auch radiolarienreichere Ablagerungen, die in viel geringerer Meerestiefe gebildet sind. Eine ähnliche Rolle, wie die Radiolarien spielen die aus Kieselsäure bestehenden, als „Nadeln" bezeichneten Skelettheile gewisser Spongien (Schwämme).

Von den in den oberen Theilen der Erdrinde auftretenden Gesteinen muss auf derartige Bildungen ein Theil der dichten, wesentlich aus Kieselsäure bestehenden harten, als Hornstein und Jaspis bezeichneten Gesteine zurückgeführt werden, die durch graue, gelbe, braune und rothe Farben ausgezeichnet sind. Die weiter verbreiteten, ihrer chemischen Zusammensetzung sowie ihren physikalischen Eigenschaften nach dem Hornstein sehr ähnlichen, dunkelgrau oder schwarz gefärbten Kieselschiefer gehören nur zum Theil hieher; ein anderer Theil ist, wie oben erwähnt (S. 120), als chemische Bildung ohne Mitwirkung der Organismen entstanden aufzufassen.

b) **Süßwasserbildungen: Polierschiefer (Tripel), Kieselguhr.**

Unter den Sedimenten, die sich am Grunde von Süßwasser-Seen absetzen, spielen die Ablagerungen der Kieselpanzer von Diatomeen, kleinen einzelligen Algen, eine sehr wichtige Rolle; sie bilden trotz ihrer Kleinheit — auf einen Cubikzoll des Polierschiefers von Bilin (Böhmen) sollen 41.000 Millionen Schalen kommen — mächtige, gewöhnlich hellgefärbte Ablagerungen, die, wenn sie fein geschiefert sind, Polierschiefer oder Tripel, wenn sie locker und erdig sind, Kieselguhr genannt werden.

Derartige Gesteine sind nicht selten; bekannt ist der Polierschiefer aus der Lausitz, vom Habichtswald bei Kassel, von Bilin in Böhmen, ferner die Kieselguhr vom Südrand der Lüneburger Heide, von Franzensbad in Böhmen und das einen Theil des Untergrundes von Berlin bildende zu $^2/_3$ aus derartigen Schalen bestehende Gestein (sog. Infusorienerde). Die Lager von Kieselguhr finden sich häufig in und unter Torflagern.

3. Guano.

Wegen seiner großen Bedeutung als Düngemittel muss der Guano erwähnt werden, ein Gebilde von sehr wechselnder Zusammensetzung. In seinen geschätztesten Varietäten ist er reich an Stickstoffverbindungen, besonders Ammoniaksalzen, in anderen Varietäten reich an phosphorsaurem Kalk; er entsteht als Fäulnisproduct aus den Excrementen und Knochen von Seevögeln und Robben ꝛc. und häuft sich als eine weißliche bis braune, mehr oder weniger erdige Masse auf den Inseln längs der Küste von Peru, an der Ostküste Patagoniens und anderen Inseln oder Küsten in großer Mächtigkeit an. Bei der stark wechselnden Zusammensetzung und der leichten Veränderlichkeit dieser Gebilde — gerade die für die Landwirtschaft sehr wertvollen Stickstoffverbindungen werden durch Wasser besonders leicht ausgewaschen — muss auf die Angabe einer als Durchschnitt geltenden Analyse verzichtet werden. (Ueber die Beziehungen des Guano zu gewissen phosphorsauren Kalken siehe S. 135, 136 unter Calciumphosphat.)

4. Kohlige Bildungen.

a) Humus.

Die Substanz abgestorbener Pflanzen hinterlässt bei Verwesung unter Luftzutritt nach Bildung von H^2O, CO^2 und NH^3 einen verhältnismäßig geringen Rückstand, der zum Theil aus den dem Boden entnommenen und zum Aufbau verwendeten mineralischen Stoffen, der sogenannten Asche (SiO^2, FeO, CaO, MgO, K^2O, Na^2O, P^2O^5 ꝛc.) gebildet wird, zum Theil aber aus organischen Verbindungen besteht, die wesentlich Kohlenstoff (im trockenen Zustand 70% C), ferner Wasserstoff und Sauerstoff enthalten und in trockenem Zustande ein gelbbraunes bis schwarzbraunes pulveriges Aggregat, den sogenannten Humus bilden. Die Menge des gebildeten Humus ist unter normalen Verhältnissen im Vergleiche zu der verwesenden Substanz resp. den in Gasform entweichenden Körpern verhältnismäßig sehr gering. Es ist hier nicht der Ort, auf die chemisch noch nicht völlig bekannte Natur der den Humus zusammensetzenden Körper einzugehen — Holz, Cellulose ꝛc. gehen bei der Zersetzung zunächst in braune Gebilde (Ulminstoffe), weiterhin in schwarze (Huminstoffe) über, die beide in Alkalien zum Theil löslich sind; ferner bilden sich zwei in Wasser lösliche Verbindungen, die braune Apokrensäure und die farblose

Krensäure. Auch die Einwirkung des Humus auf den Boden, die Rolle, die er für die Pflanzenernährung spielt, kann hier nicht behandelt werden; nur muss betont werden, dass der sehr oft beträchtliche Stickstoffgehalt humusreicher Böden nicht etwa direct der Pflanze zugänglich ist, sondern immer nur in geringem Maße durch Einwirkung der Pflanze selbst für diese nutzbar gemacht wird, ganz ähnlich, wie dies mit dem in schwer löslichen Silicaten enthaltenen Kaligehalt eines noch nicht stark verwitterten Bodens der Fall ist. Die Fruchtbarkeit humusreicher Böden beruht jedenfalls zum größten Theil darauf, dass durch Verwesung der Pflanzen sich in der Ackerkrume die von verschiedenen Generationen von Pflanzen angesammelten anorganischen Nährstoffe anhäufen, ferner auf den bei der Verwesung sich bildenden Gasen (Kohlensäure, Ammoniak), sodann in seiner Wasser zurückhaltenden Kraft und schließlich in der mechanischen Auflockerung des Bodens und in der dunklen Färbung, die er dem Boden verleiht und die seine Fähigkeit, strahlende Wärme zu absorbieren, vergrößert. Ueberhaupt ist die dunkle bis schwarze Farbe der Verwitterungsböden (ebenso wie der obersten Sandschichten) wohl immer auf die Anwesenheit von Humussubstanzen zurückzuführen, da die wichtigsten eigentlichen Verwitterungsproducte der Minerale helle röthliche und grünliche Farben besitzen. Auch auf die Structur des Bodens wirkt der Humus in eigenthümlicher Weise ein; fein vertheilter Humus und Thonschlamm saugen sich fest an einander an und bilden beim Austrocknen eine fein krümelige feuchte Bodenmasse. Die Menge der in der Ackerkrume vorhandenen Humusstoffe schwankt in weiten Grenzen; die auf normalem Wege gebildeten humusreichsten Böden sind die als Tschernozom oder Schwarzerde zusammengefassten, die 6 bis 16% Humusstoffe enthalten. (Im centralen und südlichen Russland weit verbreitet, ebenso in den Puszten Ungarns, im Banat, in Sibirien und den Prärien des östlichen Theiles der Vereinigten Staaten von Nordamerika, local auch in Deutschland [Schlesien, Schwarzerde von Magdeburg] entwickelt.)

b) Entstehung der Moore.

Durchaus andere Vorgänge der Zerstörung der Pflanzensubstanz finden statt, wenn die Auflösung bei verringertem Luftzutritt oder unter Luftabschluss vor sich geht. Dieser Fall tritt dort ein, wo stehende Gewässer so seicht sind, dass auf feuchtem Grunde lebende Pflanzen (Gräser [Cyperaceen, besonders Carex-Arten], Heidekräuter

[Calluna und Erica], Moose [Hypnum und Sphagnum]) während ihres Lebens über die Wasseroberfläche hinausragen. Die abgestorbenen Pflanzen dieser Vegetation sind von der Luft durch Wasser und die noch lebende Pflanzendecke abgeschlossen; sie verwesen nicht, sondern vermodern, indem sie verhältnismäßig viel weniger Gase und viel mehr Humusstoffe entwickeln, so dass eine Anreicherung von Kohlenstoff stattfindet. Diese Humusstoffe bilden mit dem Wasser schlammige Massen, die Moore genannt werden. In tieferen stehenden Gewässern tritt Moorbildung dadurch ein, dass die abgestorbenen Theile der auf dem Wasser schwimmenden Pflanzen zu Boden sinken, während gleichzeitig von den Ufern her die dort wachsenden Pflanzen (Schilf ꝛc.) immer weiter vordringen. Auf dem auf diesem Wege entstehenden, aus vermoderten mit Wasser vermischten Pflanzentheilen zusammengesetzten Grunde siedeln sich dann die Moose, Gräser und Heidekräuter an und vermehren bei ihrem Absterben immer von neuem die Menge der Humussubstanz.

Nach ihrer Bildung und im Zusammenhange damit nach der Beschaffenheit der Pflanzen, durch die sie entstehen, kann man zwei Arten von Mooren unterscheiden: die Wiesen- oder Grünlandsmoore und die Hochmoore oder Heidemoore, ohne dass jedoch jedes Moor in aller Strenge einer oder der anderen Gruppe angehören müsste.

Die Grünlandsmoore erscheinen oft als Sümpfe oder nasse saure Wiesen; sie bilden sich in der Nähe von gewöhnlich harten (kalkhaltigen) Gewässern, von denen aus sie bewässert und oft überflutet werden. Infolge davon wird der Untergrund durch Kalkabsätze oder mechanisch mitgeführte Thontheilchen und Humus allmählich undurchlässig für Wasser, das Gebiet versumpft und in den sumpfigen Ländereien siedeln sich hauptsächlich Cyperaceen an, die das Material zur Moorbildung liefern. Charakteristisch für diese Moore ist, abgesehen von ihrer Flora, ihre geringe Oberfläche und geringe Tiefe; nicht selten findet sich eine Kalklage an ihrem Grunde.

Die Hochmoore finden sich vorherrschend in muldenförmigen Vertiefungen in der Ebene wie auf Gebirgen; ihr Name bezieht sich sowohl auf ihre äußere Gestalt, die nach der Mitte zu eine deutliche Wölbung erkennen lässt, wie auf ihre Lage über dem Grundwasserspiegel. Ihre Bildung beginnt damit, dass Wassermoose (Sphagnum-Arten) in einer natürlich an der tiefsten Stelle befindlichen Wasseransammlung von atmosphärischem oder Quellwasser auftreten und dieses Wasser schwammartig aufsaugen. In diesem Stadium siedeln sich auf

der Sphagnum-Decke verschiedene Pflanzen, besonders Erica-Arten, aber auch viele andere Gewächse an, aus deren Verwesungsschichten sich immer neue Pflanzendecken heben, so dass die Ausfüllung der ursprünglich tiefsten Stelle immer höher wird. Durch die auf dem Sphagnum-Polster lastenden Erica-Decken wird aus diesem Schwamm das Wasser seitlich herausgepresst, so dass sich ein neuer Kranz von Sphagnum um die Unterlage der Erica-Decken herum ansiedeln kann. Auch diese Zone wird wieder von Erica-Decken überwachsen, so dass das Moor immer höher wird und eine immer größere Bodenfläche bedeckt — das Ende des Höhenwachsthums tritt ein, wenn die Wölbung so stark wird, dass das Wasser von der Oberfläche abfließt und die Oberfläche des Moores trocken gelegt wird. Charakteristisch für die Hochmoore ist außer ihrer Vegetation ihre Gestalt, ihre große Mächtigkeit sowie das Fehlen von Kalklagern an ihrem Grunde.

c) Torf.

Das Product, das in den Mooren durch Vermoderung und Fäulnis unter Mitwirkung des Wassers sich bildet, nennt man Torf. Torf besteht (nach Gümbel) „in der Hauptsache — abgesehen von den eingeschwemmten sandig thonigen oder durch Quellenabsatz erzeugten kalkigen (Alm) Beimengungen — aus nur theilweise umgewandelten, aber der Umbildung noch fähigen Bestandtheilen in Form von zerfallenen Pflanzentheilchen, an welchen sich die organische Textur, wenn auch oft bis zu einem gewissen Grade verwischt, noch bestimmt erkennen lässt, dann aus deutlichen, mehr oder weniger gut erhaltenen Pflanzenresten und aus einer in und zwischen denselben abgelagerten humusartigen amorphen Masse, welche aus einer vollständigen Zersetzung pflanzlicher Substanzen hervorgegangen, anfänglich in Wasser gelöst, wahrscheinlich infolge weiter fortgeschrittener Oxydationsprocesse (Säurebildung) wieder ausgeschieden und durch Entziehen von Wasser — Austrocknen oder Frosteinwirkung — in einen durch Wasser nunmehr nahezu unlöslichen Zustand übergeführt worden ist. Die deutlich kohligen Beimengungen sind diesen Hauptbestandtheilen gegenüber nur von sehr geringer Bedeutung". Nach der Natur der einen Torf wesentlich zusammensetzenden Pflanzen unterscheidet man Moostorf, Heidetorf, Grastorf, Blättertorf (bestehend aus Coniferennadeln oder Blättern von Laubbäumen), nach seiner Beschaffenheit Staubtorf, Pechtorf, Baggertorf, Torfpechkohle (Dopplerit).

Moore spielen in der nördlichen gemäßigten Zone eine sehr große Rolle; so wird z. B. über 10% der Oberfläche der Provinz Pommern von Mooren eingenommen; noch bedeutender ist ihre Entwicklung im Westen des norddeutschen Flachlandes, im Gebiete der Lüneburger Heide und der westlich anschließenden Niederungen bis nach Holland. Auf die Versuche, das von Mooren eingenommene Gebiet für den Ackerbau zu gewinnen, kann hier nicht eingegangen werden.

d) Kohle.

In durchaus entsprechender Weise, wie in der Gegenwart sich aus Pflanzen Torf bildet, sind in vergangenen geologischen Perioden aus den in Sümpfen vermodernden Pflanzen Ansammlungen von kohligen Substanzen entstanden, die ursprünglich torfähnlich waren, durch den Druck der jüngeren auf ihnen abgelagerten Gesteine aber weiter verändert und besonders durch Abgabe von Wasserstoff und Sauerstoff immer kohlenstoffreicher geworden sind und jetzt die Kohlen bilden. In der bekannten Reihe: Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthracit, Graphit sind die aus den Pflanzen durch Vermoderung unter Luftabschluss und nachträgliche Veränderung durch Druck entstandenen Producte nach zunehmendem geologischem Alter und zunehmender Menge des Kohlenstoffes geordnet; zwischen den einzelnen Arten sind, wie nach der Entstehungsweise zu erwarten ist, alle möglichen Uebergänge bekannt. Auf die technisch überaus wichtigen Kohlen kann hier nicht weiter eingegangen werden, da sie nirgends auf weitere Strecken hin an der Erdoberfläche liegen, also für den Pflanzenwuchs nicht in Frage kommen.

Anhang.

α) Vorkommen der Calciumphosphate.

Die zur Herstellung von künstlichen Düngemitteln verwendbaren Phosphate treten wohl nirgends in solcher Mächtigkeit oder solcher Selbständigkeit auf, dass sie als eigentliche Gesteine bezeichnet werden können. Trotzdem müssen sie wegen ihrer großen Bedeutung für die Landwirtschaft besprochen werden; da zur Entstehung derartiger Lagerstätten stets chemische, unter sich allerdings überaus verschiedene Vorgänge Veranlassung geben, haben sie ihre Stelle im Anhang zu den auf chemischem Wege gebildeten Gesteinen gefunden.

1. Der Apatit wurde als Gemengtheil der meisten Eruptivgesteine und wichtigste Quelle des Phosphorsäuregehaltes der meisten Böden schon auf S. 60 behandelt; hier sind zunächst diejenigen Vorkommen von Apatit nachzutragen, an denen er durch secundäre chemische Processe entstanden ist und in solcher Menge auftritt, dass er zur Herstellung von künstlichem, als Dünger verwendetem Superphosphat technisch gewonnen werden kann. Im südlichen Norwegen treten besonders in der Gegend von Kragerö und Oedegarden bei Brevig in einem veränderten Gabbro sehr verschieden mächtige Gänge von Apatit, von anderen Mineralen in wechselnder Menge begleitet, auf, die ihre Entstehung offenbar denselben chemischen Kräften verdanken, die den Gabbro in höchst eigenthümlicher Weise verändert haben, der Einwirkung von Gasen (Chlor und Phosphorsäure) auf das vorher normale Gestein. Große Apatitlager finden sich ferner im Gneis in Canada, besonders in Ottawa County, Quebec und Renfrew County, Ontario.

2. Phosphorit im engsten Sinne, d. h. radialstrahliger Apatit, tritt in der Landschaft Estremadura (Spanien) besonders in der Nähe der Grenze von Granit und Thonschiefer in theilweise mächtigen Gängen auf; die dort abgebauten Lagerstätten scheinen verschiedenen Ursprungs zu sein: ein Theil von ihnen muss offenbar als Absatz von Mineralquellen in Spalten angesprochen werden, während andere wohl auf locale Anreicherung des im Gestein fein vertheilten Phosphatgehaltes durch die Thätigkeit des atmosphärischen Wassers zurückzuführen sind. Zweifellos auf derartige Auslaugung durch Wasser geht die wichtigste Phosphatablagerung Deutschlands im Lahnthal zurück: hier finden sich auf eine weite Erstreckung bis 6 Meter mächtige Nester und Lager eines unreinen dichten bräunlichen oder grauen Kalkphosphates, das offenbar durch Auslaugung des in den Diabastuffen dieser Gegend, den Schalsteinen enthaltenen Apatits entstanden ist.

3. Während in diesem Falle der Phosphorsäuregehalt der Eruptivgesteine direct das Material zu Phosphatablagerungen geliefert hat, ist er in anderen Fällen erst von Pflanzen verbraucht, sodann von Thieren aufgenommen und zum Aufbau von Harttheilen verwendet worden, um dann einen Bestandtheil organogener Gesteine zu bilden. Hierhin könnte man den bereits besprochenen Guano (vergl. S. 129) stellen, jedenfalls gehören hierher ältere, ihm nahstehende Bildungen, die oft mit der englischen Bezeichnung Bonebed (= Knochenlager)

zusammengefasst werden und die zum größten Theil aus Knochen, Zähnen und Koprolithen, d. h. den versteinerten Excrementen besonders der großen in den Meeren der Vorzeit lebenden Reptilien (z. B. der Ichthyosaurier) bestehen, sowie die Knochenanhäufungen von Landthieren in Spalten und Höhlen. Derartige Knochenansammlungen finden sich z. B. in den Höhlen des Harzes, der Adelsberger Grotte ꝛc., den Spalten der Kalksteingebirge am Mittelländischen Meer; Bonebeds treten in Württemberg wie in England in ziemlich weiter Verbreitung auf.

4. Da die aus phosphorsaurem Kalk bestehenden Theile der Organismen sich nur in verhältnismäßig seltenen Fällen anhäufen, sondern sich meistentheils mit den übrigen Sedimenten mischen, enthalten diese (besonders marine Kalke, aber auch Mergel und Thonschiefer) einen größeren oder geringeren Gehalt an dieser Substanz. Aehnlich wie nun in gewissen Fällen der an sich geringe Magnesiagehalt eines kohlensauren Kalkes durch Auslaugung des leichter löslichen $CaCO^3$ so steigt, dass Dolomite entstehen, bilden sich Anreicherungen von phosphorsaurem Kalk; hierhin gehören wohl die phosphorsäurereichen Schieferthone aus Westphalen wie das Lager von Amberg in Baiern und ein Theil der reichen belgischen Vorkommen. In anderen Fällen bilden sich Lager, Nester und Taschen von aufgelöstem und wieder abgesetztem Calciumphosphat, das sich auf diese Weise local anreichert; auch hierfür finden sich in Belgien sehr gute Beispiele, die sich von den Lahnphosphoriten nur durch die organische Herkunft des Ausgangsmaterials unterscheiden, und schließlich gehören hierhin die bekannten strahlig-kugeligen Bildungen Central-Russlands und Podoliens, die häufig fälschlich als Koprolithe bezeichnet werden, während sie sich als Concretionen auf chemisch-anorganischem Wege gebildet haben, theilweise auch secundären Vorgängen ihre rundliche Gestalt verdanken.

Einer Anreicherung kugeliger, zum Theil deutlich concretionärer Phosphatbildungen, untermischt mit Resten von Meerthieren, die den Phosphorsäuregehalt des Gesteins geliefert haben, verdankt das für die Düngerindustrie wichtigste Vorkommen, die Ablagerungen von South-Carolina, ihre hervorragende Bedeutung.

5. Die letzte Art von Phosphatbildungen hängt mit Guanolagern zusammen: kohlensaurer Kalk, der unter Guanolagen sich befindet, wird durch Stoffe, die das atmosphärische Wasser aus dem

Guano löst und in die Spalten und Hohlräume des Kalkes hineinführt, in phosphorsauren Kalk umgewandelt. In dieser Weise ist auf der Insel Sombrero (nahe bei den Jungferninseln östlich von Portorico) aus jungem Korallenkalk ein wesentlich aus phosphorsaurem Kalk bestehendes Gestein, der sog. Sombrerit entstanden; entsprechende Bildungen finden sich auf Curaçao. Auch der in letzter Zeit technisch wichtig gewordene Floridaphosphorit hat sich offenbar auf diesem Wege aus einem kohlensauren Kalk entwickelt; abgebaut werden sowohl compacte wesentlich aus phosphorsaurem Kalk bestehende Gesteine wie aus diesen secundär entstandene Geröllanhäufungen.

β) Natronsalpeter (Chilesalpeter).

Der Natronsalpeter [als Mineral von der Zusammensetzung $NaNO^3$ entsprechend 36·5% Na^2O, 63·5% N^2O^5, farblos oder licht gefärbt, von geringer Härte (1·5—2) und niedrigem specifischem Gewicht (2·2), Wasser anziehend (hygroskopisch) und sehr leicht löslich] tritt nach Art von Gesteinen in dem für die Gewinnung des hervorragenden Düngemittels überaus wichtigen Gebiete von Iquique und Tarapaca (Dep. Arequipa), seit 1884 zu Chile, bis dahin zu Peru gehörig, in Gestalt von Körnern in Schichten bis über 1 *m* Dicke mit Gips, Steinsalz, Sand, bisweileu auch mit Guano wechsellagernd auf. Obwohl diese Gesteine jetzt 1000 *m* über dem Meeresspiegel liegen, haben sie sich zweifellos aus Meerwasser gebildet, jedoch ist der Natronsalpeter sicher kein auf anorganischem Wege entstandenes chemisches Präcipitat, sondern durch Einwirkung des Meerwassers auf organische Substanz entstanden. Ob diese organische Substanz Seetang war oder ob in Salztümpel hineingewehter Guano die Bildung des Natronsalpeters veranlasst hat, steht noch nicht völlig fest. Ein zweites wichtiges Vorkommen liegt bei Aranê in Bolivia.

γ) Raseneisenerz (Limonit).

Schließlich muss noch eine mineralische Bildung besprochen werden, die in den Böden häufig durch Pflanzen (im lebenden wie im abgestorbenen Zustande) erzeugt wird und die den Pflanzenwuchs schädlich beeinflusst, das Raseneisenerz oder der Raseneisenstein.

Die abgestorbenen Pflanzen wirken in der Weise ein, dass sich das den Boden durchziehende Sickerwasser mit ihren Verwesungsproducten, besonders der Kohlensäure beladet und hierdurch seine Lösungs-

fähigkeit vermehrt. Aus dieser Lösung scheidet sich Eisencarbonat ab, das die Sandkörner ꝛc. verkittet; durch Luftzutritt bildet sich aus diesem ein Eisenoxydhydrat, Limonit (nicht in streng mineralogischem Sinne, da das Verhältnis von Fe^2O^3 und H^2O nicht immer constant ist), das dann die Körner nur lose verbindet.

Mit Thon bilden sich knollenförmige Aggregate, die beim Austrocknen an der Luft gelb werden und sich concentrisch schalig absondern.

Wichtiger wegen seiner Häufigkeit wie wegen seiner Schädlichkeit ist die Ausscheidung von Eisenoxydhydrat durch lebende Pflanzen. Das im Boden befindliche Eisen wird von den organischen durch die Pflanzen ausgeschiedenen Säuren aufgelöst und bildet mit diesen zunächst schleimige Ueberzüge; die organischen Verbindungen zersetzen sich und Eisenoxydhydrat bleibt übrig, das zusammen mit umschlossenen Theilen des Bodens, gewöhnlich mit einem beträchtlichen Gehalt an Phosphorsäure den typischen löcherigen Raseneisenstein in Klumpen, Knollen, oft aber auch in zusammenhängenden Lagern bildet. Schädlich wirken diese Bildungen aus mehrfachen Gründen: solange sie gelöst sind, werden sie von der Pflanze im Uebermaß aufgenommen, als feste Lagen verhindern sie das Wachsthum der Wurzeln, bisweilen dienen sogar die Wurzeln selbst als Anwachscentren, so dass Organe lebender Pflanzen vererzen und somit an ihrer Wirksamkeit gehindert werden.

Alle diese Neubildungen finden sich wesentlich in feuchten sandigen Niederungen, fast ausschließlich im nördlichen Theile der nördlichen gemäßigten Zone.

In durchaus ähnlicher Weise bilden sich Limonitablagerungen in Mooren. Die Seeerze Schwedens, die sich hier am Grunde von Seen bilden, verdanken ihre Entstehung wesentlich Algen und Bacterien, die das Eisenoxydhydrat aus der Lösung des Seewassers ausscheiden.

Der oft mit Limonit zusammengenannte Ortstein ist in vielen Fällen ein zum größten Theile aus Sand bestehendes Aggregat, dessen einzelne Körner von einer dünnen Schicht von Eisenocker überzogen sind.

III. Durch Gletschertransport entstandene Gesteine.

Die Beobachtung an Gletschern der Jetztzeit hat gelehrt, dass ihr Auftreten sehr charakteristische Anhäufungen losen Materials zur Folge hat. Von den die Gletscher umgebenden Felsen fallen Trümmer auf das Eis, die sich infolge des Fließens des Eisstromes mit diesem

thalabwärts bewegen und zu langen, den Ufern des Gletschers parallelen Streifen, zu sog. Seitenmoränen ordnen. Wenn zwei Gletscher zusammenfließen, vereinigen sich die beiden benachbarten Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne. Das Material dieser Moränen besteht aus eckig begrenzten größeren und kleineren Blöcken von fragmentarer Gestalt. Am unteren Ende des Gletschers, wo das weiter thalabwärts abfließende Eis schmilzt, der Eisstrom also aufhört, häufen sich diese Blöcke an und bilden, wenn das Ende des Gletschers längere Zeit an derselben Stelle bleibt, eine wallartige, aus Blöcken bestehende Anhäufung. Noch charakteristischer sind diejenigen Gebilde, die sich unter dem Gletscher, zwischen dem Eis und der Thalsohle fortbewegen und am unteren Ende des Gletschers austreten; es ist dies ein durchaus ungeschichtetes Gemenge von feinstem Gesteinsmehl, von Sand und von Geschieben, die abgerundet, poliert und oft mit eigenthümlichen Schrammen überzogen sind (sog. gekritzte Geschiebe). Entstanden ist dieses Gemenge, die sog. Grundmoräne, ein ungeschichteter sandiger Lehm mit Geschieben, aus den Gesteinstrümmern, die theils auf Spalten von der Oberfläche des Gletschers aus auf den Grund gefallen sind, theils in losem Zustande an dem vom Gletscher überströmten Boden gelegen haben, theils wohl auch vom Gletscher durch die erwähnten Gesteinstrümmer vom anstehenden Gestein losgerissen worden sind; durch den Druck der Eismassen und den Widerstand des anstehenden Gesteins werden sie theils zerrieben, theils geglättet und durch andere Körper mit Schrammen und Ritzen versehen. Am Ende des Gletschers bildet sich aus dem Materiale der Grundmoräne und dem der oberflächlichen (Seiten- und falls sie vorhanden, auch der Mittel-) Moränen die Endmoräne oder Stirnmoräne. Die den Gletschern entströmenden Abflüsse, die Gletscherbäche, führen Theile des Moränenmaterials mit sich und setzen es außerhalb der Endmoräne mehr oder weniger vollkommen geschichtet wieder ab.

Die durch die heutigen Gletscher gebildeten Anhäufungen befinden sich an Stellen, die schon durch ihre klimatischen Verhältnisse einen Ackerbau unmöglich machen; trotzdem sind derartige Bildungen besonders für den deutschen Landwirt überaus wichtig, da der weitaus größte Theil der deutschen Tiefebene von entsprechenden Gesteinen bedeckt ist, deren Entstehung auf eine gewaltige Vereisung von ganz Nordeuropa in der der Gegenwart unmittelbar vorangegangenen Zeit, dem Diluvium, zurückzuführen ist.

Man unterscheidet eine Hauptvereisung, bei deren größter Entwickelung die südliche Grenze des mächtigen Inlandeises von der Mündung des Rheins aus durch Deutschland und Oesterreich mit sehr erheblichen Ausbuchtungen ungefähr dem 51. Breitengrade folgte, von einer kleineren vorangehenden und einer gleichfalls nicht so weit nach Süden und Westen vordringenden jüngeren Vereisung. Die Ablagerungen der eigentlichen Vereisungen, die Glacialbildungen, sind wesentlich die ungeschichtete Grundmoräne und die durch die Thätigkeit der Schmelzwässer entstandenen geschichteten Auswaschungsproducte der Grundmoräne, die fluvioglacialen Bildungen; zu ihnen gesellt sich als local bedeutend die Endmoräne. Zwischen den eigentlich glacialen Bildungen, besonders deutlich entwickelt zwischen den Ablagerungen der Hauptvereisung und der ihr nachfolgenden (jüngsten), finden sich ferner geschichtete Sande und Thone mit Resten von Süßwasserthieren, Landsäugethieren und Pflanzen, die beweisen, dass während ihrer Bildung das Gebiet nicht vereist war, und die wegen ihrer Entstehung zwischen zwei Vereisungen als interglaciale Bildungen bezeichnet werden. Die Mächtigkeit dieser Glacialgebilde wechselt in sehr weiten Grenzen; an vielen Stellen beträgt sie über 100 *m*, an anderen bleibt sie weit hinter diesem Wert zurück.

Die Grundmoräne, die als Geschiebelehm oder wegen ihres oft sehr bedeutenden Gehaltes an kohlensaurem Kalk, der zerriebenen Kalkgeröllen entstammt, als Geschiebemergel bezeichnet wird, ist „ein durch regellos eingemengte Geschiebe, Gerölle, Grand und Sand besonders widerstandsfähiges, im feuchten Zustande zähes, im getrockneten hartes, thonig-kalkiges Gestein ohne jegliche bemerkbare innere Schichtung“ (Berendt). Sie besteht aus den Zerreibungsproducten überaus verschiedener Gneise, Eruptiv- und Sedimentgesteine von sehr ungleichem Alter, die sich in den erwähnten größeren kantengerundeten, oft auch geglätteten und geschrammten Geröllen und Geschieben der lehmigen resp. mergeligen Hauptmasse eingebettet, petrographisch und geologisch bestimmen lassen und beweisen, dass das Material der Grundmoräne Skandinavien und den Ostseegebieten entstammt, dass sich aber beim südlichen Vorrücken des Gletschers Bruchstücke des deutschen Untergrundes dem nordischen Material beimischten.

Die größten Geschiebe der Grundmoräne sind die bekannten weit verbreiteten erratischen Blöcke oder Findlinge.

Die mit dem Geschiebemergel zusammen auftretenden, mit ihm

wechsellagernden und ihn vertretenden Gesteine, die fluvioglacialen und interglacialen Bildungen sind durch Auswaschung aus der Grundmoräne hervorgegangen; die wichtigsten sind:

Der Thonmergel (oft trotz seines großen Kalkgehaltes — 15 bis 20 % — auch als Thon, z. B. Glindower Thon bezeichnet), „ein völlig steinfreies kalkiges Thongebilde von gelblichgrauer, blaugrauer oder brauner Farbe. In seinem reinsten Zustande zeigt er feucht eine große Zähigkeit, in mehr trockener Lage eine namhafte Härte und schönen muscheligen, ebenen Bruch. Weit häufiger aber zeigt er sich verunreinigt durch einen bald geringeren, bald größeren Sandgehalt, bezw. Staub, und läßt dann deutliche Schieferung parallel der Schichtung erkennen. Der beigemengte Sandgehalt, bezw. Staub, ist aber stets äußerst feinkörnig, ja besteht in den meisten Fällen vorwiegend aus dem feinsten Quarzstaub und sonstigem Gesteinsmehl, das durch Abschlemmung von den Thontheilchen gar nicht einmal zu sondern ist." (Berendt.)

Als Mergelsand (Schlepp) werden, wenn sie selbständig auftreten, diese feinstkörnigen Sande bezeichnet, „deren Abstufung zu feinstem Quarzstaub sowie kalkigem und sonstigem Gesteinsmehl im feuchten Zustande den Eindruck eines thonigen Bindemittels macht, während er getrocknet zwar erhärtet, daher auch zuweilen steile Wände bildet, bei dem leisesten Druck zwischen den Fingern aber zu Staubsand zerfällt. Der stets erhebliche 10 bis 15 % betragende Kalkgehalt rechtfertigt den Namen Mergelsand." (Berendt.)

Durch sein mittleres Korn mit einem Durchmesser von 2 bis 0·05 *mm*, seinen Aufbau aus Quarz und gewöhnlich röthlichem Feldspat neben zurücktretenden, aber nicht unwesentlichen dunklen Körnern, gewöhnlich Hornblende und Glimmerblättchen, charakterisiert sich der Diluvialsand, wegen seines erheblichen Gehaltes an Feldspat auch Spatsand genannt. Sehr glimmerreiche, gewöhnlich feinkörnige Sande werden als Glimmersand bezeichnet. Der Kalkgehalt der Sande ist erheblich niedriger, er schwankt zwischen 1 und 4 %. Durch Zunahme der Korngröße geht der Diluvialsand über in den Diluvialgrand oder Diluvialkies, der infolge seines größeren Kornes neben Quarz und Feldspat häufig noch aus verschiedenen Mineralen aufgebaute Körner enthält, welche die Natur des ursprünglichen Gesteins, dem sie wie die isolierten Mineralkörner entstammen, deutlich erkennen lassen. Der Kalkgehalt des Grandes ist oft infolge der Anwesenheit von Kalksteinstückchen höher als im Sand.

Durch Auswaschung bleiben unter Umständen in der von ihr betroffenen Grundmoräne nur die gröbsten Gemengtheile an ihrer Stelle liegen; ist die Auswaschung so weit vorgeschritten, daß über den älteren Gesteinen nur die großen Geschiebe isoliert liegen, so spricht man von einer Blockbedeckung. Als das Inlandeis abschmolz, setzten sich als jüngste Bildungen der Eiszeit die im Eise enthaltenen Gesteinsfragmente ab und es entstanden an vielen Stellen Blockanhäufungen sowie besonders Grande und Sande mit Geschieben, die sich durch diese Geschiebeführung von den fluvioglacialen Sanden, durch das Fehlen resp. Zurücktreten der Zermalmungsproducte von der Grundmoräne (dem Geschiebemergel) unterscheiden und nach dieser Eigenschaft sowie nach ihrer Lagerung über den übrigen Glacialbildungen als Geschiebedecksand bezeichnet werden.

Gleichfalls der Zeit, in der das Eis zurückwich, und zwar den Pausen, die das Zurückweichen unterbrachen, verdanken die Endmoränen ihre Entstehung; sie lassen sich als Hügelreihen nachweisen, die aus Sand und Lehm mit Geröllen, in vielen Fällen nur aus Geschieben bestehen, und durchziehen das nordöstliche Deutschland in mehreren breiten, nach Norden offenen Gürteln.

Schließlich muss hier noch der Thalsand erwähnt werden, der petrographisch dem Spatsand durchaus entsprechend, als Absatz in den breiten ostwestlich verlaufenden Thälern auftritt, durch die in der Zeit des Zurückweichens des Eises Ströme das Schmelzwasser der Nordsee zuführten.

Auch von Süden her, von den Alpen aus, drangen die Gletscher in die Ebene vor und erfüllten das ganze Alpenvorland bis tief nach Süddeutschland und Oesterreich hinein mit ihren Ablagerungen. Auf einer gewaltigen Schotterlage, die oft zu der sogenannten diluvialen Nagelfluh verfestigt ist und die den Bildungen der ersten Eiszeit entspricht, lagerte sich sodann die Grundmoräne der Hauptvergletscherung als Schutt und Geschiebelehm ab; auf fluvioglaciale Bildungen, die einer Interglacialzeit entsprechen, folgen dann wieder Grundmoränen und Schotter. Neuere Untersuchungen haben noch zahlreichere Schwankungen der von den Alpen herkommenden Eisbedeckung kennen gelehrt.

Verwitterung der norddeutschen Glacialbildungen.

Unter den Verwitterungserscheinungen, die bei den besprochenen Glacialbildungen auftreten, ist die Entkalkung die weitaus verbreitetste

und wichtigste. „Dieser Processs greift umsomehr in die Tiefe, je durchlässiger sich das Gestein gegenüber den Tageswässern verhält. So kommt es, dass die von Natur kalkarmen Diluvialsande oftmals in Tiefen von 5—6 *m* noch völlig kalkfrei erscheinen. Weniger tief pflegt die Entkalkung in den gröberen Kiesen oder Granden in die Tiefe zu gehen, da dieselben von vornherein durch einen größeren Kalkreichthum sich auszeichnen.

Die feinkörnigen Mergelsande und die Thonmergel des Diluviums sind gewöhnlich nur in den obersten Decimetern entkalkt und das unverwitterte Gestein beginnt selten in größerer Tiefe als 2 *m*.

Die Grundmoränen des norddeutschen Glacialgebietes, die Geschiebemergel, zeigen infolge ihrer complicierteren Zusammensetzung eine große Fülle von Verwitterungserscheinungen. Die am weitesten in die Tiefe reichende ist die Oxydation der Eisenverbindungen. Während der ursprüngliche Geschiebemergel eine durch Eisenoxydulsalze bedingte dunkelgraue Färbung besitzt, sind die obersten 4—7 *m* durch Oxydation derselben zu Eisenhydroxyd gelbgrau gefärbt. In geringere Tiefen reicht der Entkalkungsvorgang, durch welchen der Geschiebemergel in einen dunkler gefärbten, gelb- bis rothbraunen Geschiebelehm umgewandelt wird. Aus dem ersteren entsteht durch Zersetzung der Feldspate und anderer Silicate, sowie durch Fortführung der entstandenen thonigen Producte durch das Wasser und durch den Wind ein lehmiger Sand, der in weiten Gebieten Norddeutschlands den Ackerboden bildet. Diese verschiedenen übereinander folgenden Verwitterungsbildungen reichen durchaus nicht gleichmäßig weit in die Tiefe, sondern erscheinen in Aufschlüssen durch wellig auf- und absteigende Linien begrenzt, wobei oft genug sackartige Einstülpungen der oberen Schicht in die untere sich beobachten lassen. Außerdem ist bei allen Diluvialbildungen die Mächtigkeit der Verwitterungsrinde regional außerordentlich verschieden. Während beispielsweise in der Mark die Verwitterung der Geschiebemergel, abgesehen von der Oxydation der Eisenverbindungen, nur die oberen 1—2 *m* der Schicht beeinflusst hat, schwillt z. B. in vielen Theilen Hinterpommerns diese Verwitterungsrinde auf 4—5 *m* an und sinkt anderseits in manchen Gegenden, beispielsweise in der Uckermark und in manchen Theilen Ost- und Westpreußens, auf weniger als $^1/_2$ *m*, und in gleichen Verhältnissen schwankt sie in den genannten Gebieten auch bei den geschichteten sandigen und thonigen Ablagerungen.“ (Keilhack.)

Für den Ackerbau ist neben dem Kalkgehalte der Gehalt der Diluvialgebilde an Silicaten, besonders an Feldspaten besonders wichtig; durch ihre Zersetzung erhält die Pflanze in bekannter Weise eine Reihe von Nährstoffen, die dort, wo die physikalischen Bedingungen, besonders das Verhältnis von Sand- und Feinerde, dem Pflanzenwuchs günstig ist, die Fruchtbarkeit der Diluvialböden Norddeutschlands bedingen. Die Anwesenheit dieser gewöhnlich rothen Feldspate und der dunklen Eisen haltenden Silicate ist gleichzeitig das beste Unterscheidungsmerkmal gegenüber den entsprechenden nächstälteren tertiären Sanden und Lehmen.

IV. Durch Lufttransport entstandene Gesteine.

An Stellen, wo sich durch den Zerfall der Gesteine, durch Anschwemmung oder durch glaciale, resp. fluvioglaciale Thätigkeit Anhäufungen von losem Material finden, werden die einzelnen Theilchen durch die bewegte Luft von ihrem Platze entfernt. Blöcke bleiben liegen oder bewegen sich nur unerheblich, Sande werden auf relativ kurze Strecken fortgetragen, die feinsten Theilchen, der Staub, werden über weite Strecken fortgeführt.

Der Sand bedeckt auf diese Weise vom Winde fortgetragen, als **Flugsand** weite Strecken, die petrographisch mit den Sanden übereinstimmen, aus denen sie der Wind fortgeführt hat; in der norddeutschen Tiefebene besitzen diese jungen Bildungen, die auch in der Gegenwart entstehen und dann dem Alluvium zugerechnet werden, durchaus die Zusammensetzung der diluvialen Sande. Dadurch, dass auf weiten Ebenen die Sande durch den Wind fortbewegt und an Hindernissen aufgehalten werden, bilden sich Erhöhungen, die den nachfolgenden Sand zurückhalten und demgemäß immer höher werden; es sind dies die **Dünen**, die sich senkrecht zur herrschenden Windrichtung als langgestreckte Rücken von sehr verschiedener Höhe an flachen Meeresküsten wie auf allen sandigen Ebenen finden. Wenn der Sand der Dünen nicht durch Pflanzenwuchs festgehalten wird, bläst der Wind andauernd den Sand in der Richtung seines Wehens über den Kamm hinaus, so dass die Düne mit dem Winde wandert. Der hierdurch herbeigeführten Vernichtung von Culturland kann nur durch Bepflanzung der Düne Einhalt gethan werden.

Der von den Winden emporgetragene Staub fällt oft erst in weiter Entfernung von dem Ort seiner Bildung zur Erde nieder;

gelangt er auf diesem Wege in regenarme Gebiete und wird hier von der Vegetation festgehalten, so kann die Ablagerung durch immer erneute Fälle im Laufe der Zeit unter gleichbleibenden Bedingungen zu sehr bedeutender Mächtigkeit anwachsen. Auf diese Weise erklärt von Richthofen die Entstehung des mehr als 500 *m* Mächtigkeit erreichenden und gewaltige Gebiete bedeckenden Löß in China, entsprechende Bildungen treten in Persien, Nord- und Südamerika auf; auch dem Löß Mitteleuropas wird von sehr vielen Forschern eine derartige Bildung zugeschrieben, während andere dieses Vorkommen völlig oder zum größten Theil als fluvioglaciale Bildung betrachten. Löß findet sich in Mitteleuropa hauptsächtlich in dem während der Hauptglacialzeit von der Eisbedeckung frei gebliebenen Gebiete.

Der Löß ist charakterisiert durch Mangel an Schichtung und durch Bildung von senkrechten Abstürzen; er ist sehr feinkörnig und locker, fühlt sich mager an, ist im frischen Zustande hellgelblich und wird von zahllosen hohlen Röhrchen durchzogen. Er besteht wesentlich aus Körnchen von Quarz, denen oft in nicht unerheblicher Menge Feldspat- und Hornblendekörnchen, Glimmerblättchen und andere Minerale beigemischt sind, wenig thonigen Substanzen und schwankenden, bisweilen 30% übersteigenden Mengen von kohlensaurem Kalk, der theils als Ueberzug der erwähnten von Pflanzen herrührenden Canäle und als Umhüllung der Sandkörnchen auftritt, theils sich auch in eigenthümlich gestalteten Bildungen, den sogenannten Lößkindchen concentriert.

Durch Verwitterung wird der Löß bräunlichgelb, verliert seinen Kalkgehalt theilweise oder gänzlich, oft bis in bedeutende Tiefen hinab, und geht dadurch in Lößlehm oder Lehm über.

Die krystallinen Schiefer.

Die letzte Hauptgruppe der Gesteine, die krystallinen Schiefer sind zunächst, wie ihr Name besagt, charakterisiert durch ihre im weitesten Sinne des Wortes schieferige Structur, d. h. durch das Vorhandensein von Trennungsebenen, die sich von den Schichtfugen der normalen Sedimente durch ihre secundäre Entstehung unterscheiden und demgemäß nicht mit dem Gesteinswechsel zusammenzufallen brauchen, sodann durch ihr krystallines Gefüge, d. h. ihren Aufbau aus Componenten, die in ihrer Begrenzung von einander abhängig sind und keines Bindemittels bedürfen, wie die mechanischen Sedimente, um ein compactes Gestein zu bilden. Von der entsprechenden Structur der Eruptivgesteine unterscheidet sich diese Anordnung durch das Fehlen einer in der größeren oder geringeren Idiomorphie der Begrenzung zum Ausdruck kommenden, auf chemischen Gesetzen beruhenden Ausscheidungsreihenfolge der Componenten, von der Structur der chemischen Präcipitate dadurch, dass in derselben Ebene chemisch durchaus verschiedene Minerale nebeneinander liegen.

Die krystallinen Schiefer unterscheiden sich somit in den für die Deutung wichtigsten Punkten von den bisher besprochenen Gesteinen, deren Eigenschaften auf Entstehung durch Schmelzfluss, Niederschlag aus Lösung, mechanische Zusammenschwemmung zurückgeführt werden konnten; sie müssen sich somit auf einem anderen, der Beobachtung direct nicht zugänglichen Wege gebildet haben.

Die krystallinen Schiefer bilden den ältesten Theil der bekannten Erdrinde, die archäische Formationsgruppe; da somit alle anderen Formationen auf einem Untergrund von krystallinen Schiefern ruhen, werden diese ältesten Bildungen auch als „Grundgebirge" zusammengefasst. Außer im Grundgebirge treten (jüngere) kry-

stalline Schiefer auch in Theilen der Erdrinde auf, die intensive Faltung erfahren haben, besonders in Kettengebirgen, und diese Gesteine haben den Schlüssel zur Frage nach der Bildung aller krystallinen Schiefer geliefert: es konnte zunächst für diese jüngeren krystallinen Schiefer der exacte Nachweis geführt werden, dass sie durch den Gebirgsdruck aus ursprünglich ganz normalen Eruptivgesteinen und Sedimentgesteinen hervorgegangen sind. Auf die Art, wie der Druck durch Zertrümmerung und Auswalzung der einzelnen Gemengtheile die Structur, das durch den Druck überhitzte Wasser durch verstärkte Lösungsfähigkeit den Mineralbestand der Gesteine verändert und aus den Lösungen Neubildungen in dem alten Gestein erzeugt, kann hier nicht eingegangen werden: das Auffinden aller nach Mineralbestand und Structur möglicher Zwischenglieder zwischen dem unveränderten Sediment oder Eruptivgestein einerseits, dem krystallinen Schiefer andererseits beweist den Zusammenhang zwischen beiden, die oft beobachtete Abhängigkeit des Grades der Umwandlung der Gesteine von der Intensität und Art, wie die Faltung auf den von ihnen gebildeten Theil der Erdrinde einwirkte, die Richtigkeit der Deutung.

Während nun ein Theil der Petrographen und Geologen unter Berufung auf die Gleichheit der jüngeren krystallinen Schiefer und der Gesteine des „Grundgebirges", sowie auf die Auffindung von Resten von mineralogisch und structurell typischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen im Grundgebirge selbst auch für die Gesteine des Grundgebirges eine Umwandlung aus normalen Eruptiv- und Sedimentgesteinen annimmt, die älter sind als die ältesten auf ihnen ruhenden Gesteine, wird von anderer Seite die Richtigkeit dieser Uebertragung bestritten.

Jedenfalls lässt sich in vielen Gesteinen des Grundgebirges die mineralogisch-chemische Zusammensetzung von Eruptivgesteinen, in anderen Fällen die von den Sedimentgesteinen unzweideutig nachweisen: es treten im Grundgebirge Gesteine auf, die sogar noch Conglomeratstructur deutlich erkennen lassen (Conglomeratgneise von Obermittweida im Erzgebirge).

Als tiefste Theile des Grundgebirges sind der ursprünglichen Erstarrungskruste der Erde angehörige Gesteine zu erwarten; mit Sicherheit sind sie noch nicht nachgewiesen, aber die Thatsache, dass mit zunehmender Tiefe Gesteine von der mineralogischen und chemischen, oft auch der structurellen Zusammensetzung der Granite immer mehr

zur Herrschaft gelangen, legt die Vermuthung nahe, dass in diesen tiefsten Gebilden mehr oder weniger veränderte Gesteine der Erstarrungskruste vorliegen.

Die beiden Hauptgruppen der krystallinen Schiefer sind Gneis und Glimmerschiefer, die sich wesentlich mineralogisch unterscheiden: in allen Gneisen sind Glieder der Feldspatgruppe wesentliche Bestandtheile des Gesteins, während in den Glimmerschiefern Feldspat zurücktritt oder sehr oft gänzlich fehlt.

Gneis.

Als Gneis werden Gesteine bezeichnet, die sich aus Feldspaten und Quarz aufbauen, zu denen sich als charakteristische Gemengtheile besonders häufig Biotit, Muscovit, Hornblende, seltener ein Glied der Pyroxengruppe gesellen. Nach diesen Gemengtheilen werden unterschieden: Glimmergneis (Biotitgneis, [grauer Gneis des Erzgebirges], Muscovitgneis [rother Gneis des Erzgebirges], Zweiglimmergneis), Hornblendegneis, Pyroxengneis.

Die Structur der Gneise ist krystallinisch-schieferig in dem oben angegebenen Sinn; im einzelnen unterscheidet man:

1. Schieferige Structur (im engeren Sinne): aus Quarz und Feldspat bestehende Lagen wechseln mit anderen, die sich ausschließlich aus Glimmer resp. den farbigen Gemengtheilen aufbauen; die einzelnen Lagen sind dünn.

2. Lagenstructur: die mit einander wechselnden Lagen bestehen nicht ausschließlich, sondern nur vorwiegend aus den farblosen resp. farbigen Gemengtheilen.

3. Flaserige Structur: linsenförmige, wesentlich aus den farblosen Gemengtheilen bestehende Massen werden von Lagen, die vorwiegend die blätterigen und farbigen Gemengtheile enthalten, umhüllt. Bei Glimmergneisen häufige Unterarten dieser Structuren, bei denen die Glimmerblätter nicht zusammenhängende Lagen bilden, sondern als unter sich parallele, aber isolierte Blätter und Lamellen auftreten, werden als körnig-schuppig (gemeiner Gneis), resp. körnig-flaserig bezeichnet; Augengneise heißen Gneise mit rundlichen Feldspat-, seltener Quarzaugen, die von den kleineren Componenten flaserig umzogen werden.

Die Gneise sind die weitest verbreiteten Gesteine der Erdrinde; man ist zu der Annahme berechtigt, dass sie allenthalben in der Erd-

rinde vorhanden sind, da sie bis jetzt überall, wo die Grundlage der Sedimente der Beobachtung zugänglich wurde, nachgewiesen werden konnten. Infolge der Verschiebungen in der Erdrinde, der Auffaltung der Gebirge und der infolge der entstandenen Höhenunterschiede wirksamen Abtragung durch die Atmosphärilien, die die jüngeren, über den Gesteinen des Grundgebirges liegenden Schichten entfernt und die tiefer liegenden entblößt haben, liegen Gneise auf weite Strecken hin an der Erdoberfläche.

Von den die Gneisgruppe bildenden Gesteinen besitzen die Glimmergneise die weitaus größte Verbreitung; sie sind das herrschende Gestein der meisten und wichtigsten Gneisgebiete. Ihre wesentlichen Gemengtheile, Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Glimmer, treten in sehr wechselnden Mengenverhältnissen auf; weit verbreitet sind Gesteine, die bei Vorherrschen des Kalifeldspates unter den Feldspaten nach dem Mengenverhältnis der Componenten und somit auch chemisch mit Graniten, bei Vorwiegen des Plagioklases mit den Dioriten übereinstimmen und die daher wohl auch als umgewandelte Granite resp. Diorite anzusprechen sind, während andere durch hohen Gehalt an SiO^2, weniger Al^2O^3 und wechselnde, aber immer nicht großen Menge der anderen Stoffe sich den Sandsteinen, wieder andere durch hohen Gehalt an Al^2O^3 sich den Thonen, Thonschiefern 2c. verwandt erweisen.

Neben den wesentlichen Gemengtheilen treten in manchen Glimmergneisen noch andere Minerale in so erheblicher Menge auf, dass sie für das Gestein charakteristisch werden und demgemäß auch in den Namen aufgenommen werden. Die wichtigsten derartigen Gemengtheile sind Graphit, Granat, Sillimanit (Al^2SiO^5, rhomb. in langen Säulchen, stark licht- und doppelbrechend), Cordierit ($Mg^2Al^4Si^5O^{18}$ rhomb. gewöhnlich in dicken Säulen und Körnern, bläulich, im Dünnschliff gewöhnlich farblos und dann dem Quarz sehr ähnlich, aber durch seine optische Zweiaxigkeit und oft durch seine weit vorgeschrittene Zersetzung von ihm zu unterscheiden) und Epidot. Glimmergneise, die einen oder mehrere dieser Gemengtheile in erheblichen Mengen enthalten, werden als Graphitgneise, Epidotgneise 2c. bezeichnet. Durch Abnahme des Feldspates gehen die Glimmergneise in die Glimmerschiefer über.

Die Hornblendegneise enthalten an Stelle des Glimmers oder jedenfalls ihn an Menge überwiegend Hornblende, von den Feldspaten treten wieder Kalifeldspat und Plagioklas, letzterer häufig in größeren Mengen als im Granitgneis ein; Quarz, der oft eine große Rolle

spielt, tritt in anderen Gesteinen zurück oder fehlt auch gänzlich. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Minerale und folglich auch die chemische Zusammensetzung wechselt somit hier ebenso wie bei den Glimmergneisen, bald Hornblendegranititen, Syeniten und Dioriten, bald Sandsteinen resp. Thonen entsprechend, so dass diese Gesteine eine den Glimmergneisen durchaus parallele Gruppe bilden, in der chemisch sehr abweichende Gesteine vorläufig vereinigt sind. Im allgemeinen sind unter den Hornblendegneisen kalk-, magnesia- und eisenreichere Glieder häufiger als unter den Glimmergneisen, ohne dass jedoch etwa jeder Hornblendegneis vor jedem Glimmergneis durch diese Eigenschaft ausgezeichnet wäre. Durch Abnahme des Feldspatgehaltes gehen sie in Amphibolite über.

Die Pyroxengneise sind spärlicher bekannt als die Hornblendegneise; sie unterscheiden sich von diesen wesentlich nur durch den die Stelle des Amphibols einnehmenden Pyroxen und sind in der Regel noch etwas basischer, besonders kalkreicher.

Granulite werden deutlich schieferige, wesentlich aus Kalifeldspat und Quarz bestehende, fast immer Granaten führende Gesteine genannt; chemisch entsprechen derartige typische Granulite den Graniten, während pyroxenführende Plagioklasgesteine, die oft als Pyroxengranulite bezeichnet werden, die durchaus abweichende Zusammensetzung eruptiver kalk-, eisen- und magnesiareicher Plagioklasgesteine aufweisen. Sie treten in weiter Verbreitung im sächsischen Mittelgebirge auf und finden sich auch in anderen Gebieten häufig als Einlagerungen in normalem Gneis.

Für die Frage nach den in dem Gestein enthaltenen Pflanzennährstoffen, also für die Beurtheilung der aus ihnen sich entwickelnden Böden ist wieder die Natur und Menge des Feldspates besonders wichtig. Legt man einer derartigen Schätzung die Bauschanalyse zugrunde, so muss man wieder die im Gestein vorhandene Menge des Kaliglimmers berücksichtigen, da das in ihm enthaltene Kali bei der schweren Zersetzbarkeit dieses Minerals für die Pflanze nicht in Betracht kommt. Bei normaler Zersetzung entsteht sehr oft nach Aufblätterung der Lagen und Zerfall in die einzelnen Körner (Grus) aus den Gneisen ein bräunlicher thoniger, durch Muscovitblättchen und Quarzkörnchen sandiger, in der Regel kalkarmer Boden (gewöhnlich eisenschüssiger Lehm).

Der Gneis ist an der Oberfläche der Erde in ungeheuren Gebieten das herrschende Gestein, so auf der skandinavischen Halbinsel, im nörd-

lichen Nordamerika, in Brasilien sowie in allen Hochgebirgen der Erde. In Mitteleuropa nimmt er an dem Aufbau der Sudeten, des sächsischen Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des böhmisch-baierischen Waldgebirges, der ganzen südlichen Hälfte von Böhmen, des Schwarzwaldes und Spessartes, ferner der Alpen, des französischen Centralplateaus ꝛc. einen sehr bedeutenden Antheil.

Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer sind krystalline Schiefer in dem oben besprochenen Sinne, die sich von dem Gneis durch das Zurücktreten oder Fehlen der Feldspate unterscheiden; sie sind also mineralogisch charakterisiert durch das Herrschen von Quarz und Glimmer, nach deren Natur, ganz entsprechend wie beim Gneis, Biotitschiefer, Muscovitschiefer und Muscovitbiotitschiefer unterschieden werden. Die wesentlich Muscovit enthaltenden Glimmerschiefer gehen somit in die Phyllite (vergl. S. 113) über, von denen sie sich in der Hauptsache nur durch die Korngröße unterscheiden. Neben den wesentlichen Gemengtheilen treten auch hier, wie beim Gneis, zahreiche Minerale ein, deren Menge so steigen kann, daſs sie einen erheblichen Antheil am Aufbau des Gesteins nehmen; die wichtigsten sind Feldspat (Gneisglimmerschiefer), Granat (Granatglimmerschiefer), Hornblende, Graphit ꝛc. Durch Zunahme des Feldspates bilden sich Uebergänge in Gneise, durch völliges Ueberwiegen des Quarzes über den Glimmer solche in Quarzit.

Die chemische Zusammensetzung schwankt mit der Menge des Quarzes in sehr weiten Grenzen. Bei der Beurtheilung der im Gestein vorhandenen Menge von Alkalien für die Natur des aus ihm entstandenen Bodens muſs wieder auf das Vorhandensein von Feldspat besonderes Gewicht gelegt werden, da auch event. vorhandene erhebliche Mengen von Kali, die in dem Muscovit enthalten sind, für die Pflanze nur in sehr geringem Grade in Betracht kommen. In den meisten Fällen geht aus dem Glimmerschiefer ein sandig-glimmeriger Boden hervor.

Glimmerschiefer sind nicht selten in groſser Ausdehnung in zahlreichen Gneisgebieten entwickelt, in anderen, z. B. im Schwarzwald, fehlen sie; überhaupt kommt ihnen die allgemeine Verbreitung, die eine der hervorragendsten Eigenschaften des Gneises ist, nicht zu. Wo sie mit Gneis zusammen auftreten, nehmen sie in dem gemeinsamen Gebiet gewöhnlich die oberen Theile ein; nicht selten, aber durchaus nicht

etwa immer, liegen über ihnen die Phyllite oder Urthonschiefer. (Erzgebirge.)

Einlagerungen.

Als sogenannte Einlagerungen treten in Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten Gesteine auf, die trotz ihrer petrographisch großen Bedeutung hier nur kurz erwähnt werden können. Die wichtigsten sind: Chloritschiefer, in denen Quarz zurücktritt, Hornblendeschiefer, die wesentlich aus Quarz und verschiedenen Gliedern der Amphibolfamilie bestehen, Amphibolite, die sich nach ihrer chemischen Zusammensetzung theils auf basische Eruptivgesteine, theils auf Mergel und andere kalkreiche Sedimente zurückführen lassen, Marmor und Gesteine, die hauptsächlich aus magnesia- und kalkreichen Silicaten bestehen, besonders Granatfelse und Augitfelse.

Obwohl von Literatur-Angaben Abstand genommen werden musste, wurde auf einige Werke direct Bezug genommen; die Stellen sind im Text durch die Namen der Verfasser gekennzeichnet:

G. Behrendt: Die Umgegend von Berlin. I. Der Nordwesten Berlins. Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preußen. Band II, Heft 3. Berlin 1877.

K. W. von Gümbel: Grundzüge der Geologie. Kassel 1888.

K. Keilhack: Lehrbuch der Praktischen Geologie. Stuttgart 1896.

H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 2. Bände. Dritte Auflage. Stuttgart 1892, 1896.

F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie. 3 Bände, zweite Auflage. Leipzig 1893, 1894.

Register.

Absonderung, plattenförmige 76.
Absonderung, säulenförmige 76.
Absonderungsformen 76.
Absorption der Ackererde 90, 91.
Absorption der Zeolithe 90, 91.
Accessorische Gemengtheile 67.
Aktinolith 58.
Albit 51.
Allochromatisch 25.
Allotriomorph 62.
Alluviale Bildungen 105.
Alluvium 99, 143.
Aluminium 10.
Amphibol 106.
Amphibole, Umwandlung der 92.
Amphibolgruppe 54, 57, 58.
Amphibolit 151.
Analcim 90.
Analysator 33.
Anamesit 80.
Andesin 52.
Andesit 79.
Anhydrit 116, 119.
Anorthit 52.
Anthracit 133.
Apatit 23, 60, 94, 106, 134.
Apatit, Löslichkeit des 93.
Apatit, Umwandlung des 93.
Aplit 74.
Apokrensäure 129.
Archäische Formationsgruppe 100.
Arkose 109.
Aschen 82.
Asymmetrisches System 18.
Atmosphärilien 5.
Atomgewichte 9—11.
Atomtheorie 9.
Auflockerung der Gesteine 95.
Augengneis 147.
Augit 56, 57.
Augitgruppe 54.
Augitfels 151.
Augitit 82.
Auslöschungsrichtungen 34.
Ausscheidung nach abnehmender Basicität 62.
Austernbänke 124.
Auswürflinge, vulcanische 82.
Axenkreuz 17.
Axenschnitte, Rationalität der 17

Baggertorf 132.
Bakterien 83.
Basalt 76, 80.
Basalte, Zersetzung der 96.
Basanit 81.
Basen 13.
Basische Concretionen 74.
Begrenzung der Krystalle durch natürliche ebene Flächen 15.
Belgische Phosphorite 135.
Bergstürze 103.
Bestimmung des Pleochroismus 39.
Biegsam 24.
Bildungsweisen der Gesteine 2.
Biotit 53, 106, 147.
Biotit, Bleichung des 91.
Biotitgneis 147.

Biotitschiefer 150.
Biotit, Umwandlung des 91, 92.
Biotit, Umwandlung in Chlorit 91.
Blättertorf 132.
Bleichung des Biotit 91.
Blockbedeckung 141.
Böden aus Breccien 108.
Böden aus Conglomeraten 108.
Böden aus Dolomit 127.
Böden aus Eruptivgesteinen 96—98.
Böden aus Glacialablagerungen 143.
Böden aus Glimmerschiefer 150.
Böden aus Gneis 149.
Böden aus Gyps 117.
Böden aus Kalk 126.
Böden aus Phyllit 113, 114.
Böden aus Sandstein 110, 112.
Böden aus Thonschiefer 113, 114.
Bomben 82.
Bonebed 134.
Brauneisen 93.
Braunkohle 134.
Brauner Jura 99.
Breccien 107—109.
Breccien, monogone 108.
Brechung des Lichtes 26—32.
Brechung des Lichtes, einfache 29—31.
Brechungsexponent 28.
Brechungswinkel 27.
Bronzit 55, 56.
Bruch 22, 23.
Bruch, ebener 23.
Bruch, erdiger 23.
Bruchflächen 22.
Bruch, glatter, hakiger, splitteriger 23.
Bruch, muscheliger 22.
Bruch, unebener 23.
Buntsandstein 100.
Bytowit 52.

Calcit 88.
Calcium 10.
Calciumphosphate, Vorkommen der 133 bis 136.
Calluna 131.
Cambrische Formation 100.
Carbonische Formation 100.
Carex 130.
Carnallit 119.
Carolina-Phosphorit 135.
Cement 107.
Cenoman 99.
Charakteristische Gemengtheile 67.
Chemische Präcipitate 4, 114.
Chemische Verbindungen 11.
Chemische Zusammensetzung der Minerale 8.
Chilesalpeter 136.
Chlor 10.
Chlorit 91, 92.
Chloritschiefer 151.
Chlorit, Zersetzung des 92.
Concretionen, basische 74.
Conglomerate 107—109.
Conglomerate, monogene 108.
Conglomerate, polygene 108.
Complicierte Verwitterung 84.
Constanz der Flächenwinkel 16.
Contact-Metamorphose 62.
Convergentes polarisiertes Licht, Beobachtungen in demselben 40—44.
Cordierit 148.
Crinoiden 124.
Cyperaceen 130.

Dacit 79.
Delta 106.
Devonische Formation 100.
Diabas 80.
Diallag 56, 57.
Diamant 23.
Diamantglanz 26.
Diatomeen 128.
Diluviale Nagelfluh 141.
Diluvialgrand 140.
Diluvialkies 140.
Diluvialsand 140.
Diluvium 99.
Diorit 67, 71, 72.
Diorite, Zersetzung der 96.
Dislocationen 101.
Dogger 99.

Dolerit 80.
Dolomit 126, 127.
Dolomitasche 127.
Dolomit, dichter 127.
Dolomit, körniger 127.
Dolomitischer Kalk 127.
Dolomitspat 126.
Doppelbrechung 31—44.
Doppelbrechung, Größe der 37.
Dopplerit 132.
Dünen 143.
Dünnschliffe 21.
Dünnschliff, Herstellung 21.
Durchgreifende Lagerung 61.
Durchsichtigkeit 25.
Dyas 100.

Ebener Bruch 23.
Einaxige Krystalle (optisch) 40.
Einfache Verwitterung 84.
Einfallsloth 27.
Einfallswinkel 27.
Einlagerungen in krystallinen Schiefern 151.
Einsprenglinge 63, 65.
Eis 3.
Eisen 7, 10.
Eisenerze, Umwandlung der 93.
Eisenglanz 60.
Eisenglanz, Umwandlung des 93.
Eisenkies 61.
Eisenkies, Umwandlung des 93, 94.
Eisenoxydhydrat 110.
Eisenschüssige Sandsteine 110.
Eisenvitriol 93.
Eiszeit 138, 139.
Elaeolith 59.
Elastische Vollkommenheit 25.
Elektronegative Elemente 11.
Elektropositive Elemente 11.
Elemente 8.
Endmoränen 138, 141.
Enstatit 55, 56.
Entkalkung 141, 142.
Entstehung der Steinsalzlager 118, 119.
Eocän 99.
Epidot 87, 148.
Epidot aus Kalifeldspat 87.
Epidot aus Plagioklas 89.
Epidotgneis 148.
Erde, specifisches Gewicht der 7.
Erdiger Bruch 23.
Erdinneres 6.
Erdinneres, Zustand desselben 6.
Erdrinde 1.
Ergussgesteine 65, 74—82.
Ergussgesteine, neovulcanische 76.
Ergussgesteine, palaeovulcanische 76.
Erica 131, 132.
Erratische Blöcke 139.
Erstarrungsgesteine 4, 61—82.
Erstarrungskruste 4, 146.
Eruptivgesteine 4, 61—82.
Eruptivtuffe 82.
Eruptivgesteine, Verwitterung der 82 bis 98.
Eruptivgesteine, Zersetzungsproducte der 94—98.
Erz 106.

Farbe 25.
Feiner Sand 104.
Feldspat 67, 106, 147, 150.
Feldspatgruppe 47.
Festland 98.
Fettglanz 26.
Findlinge 139.
Flächenwinkel, Constanz der 16.
Flaserig 147.
Flaserige Structur 147.
Floridaphosphorit 135, 136.
Flugsand 143.
Flussspat 23.
Flusswasser, chemische Zusammensetzung 114.
Fluvioglaciale Bildungen 139.
Foraminiferen 121.
Formationsgruppe, archäische 100.
Formationsgruppe, känozoische 99.
Formationsgruppe, mesozoische 99.
Formationsgruppe, paläozoische 100.

Gabbro 67, 72, 73.
Ganggesteine 74.
Gault 99.
Gebirgsdruck 146.
Gefrieren, Sprünge durch 83.
Gekritzte Geschiebe 138.
Gelberde 97.
Gemeiner Gneis 147.
Gemengtheile, accessorische 67.
Gemengtheile, charakteristische 67.
Gemengtheile der Eruptivgesteine 46—61.
Gemengtheile, wesentliche 67.
Gerölle 104.
Geschiebedecksand 141.
Geschiebelehm 139.
Geschiebemergel 139.
Geschmeidig 24.
Gesetz der Rationalität der Axenschnitte 17.
Gesetz der multiplen Proportionen 9.
Gestein 1.
Gesteine, Bildungsweisen der 2.
Gesteine entstanden durch Gletschertransport 137.
Gesteine entstanden durch Lufttransport 143.
Gesteinsglas 76.
Gesteinswechsel 5.
Gewicht, specifisches 14, 15.
Glacialbildungen 139.
Glacialbildungen, Verwitterung der norddeutschen 141—143.
Glanz 26.
Glanz, Art des 26.
Glanz, Grad 26.
Glatter Bruch 23.
Glas 63.
Glasglanz 26.
Glaukonit 110.
Glaukonitischer Sandstein 110.
Glaukonitmergel 125.
Gletschertransport 137.
Glimmergneis 147, 148.
Glimmergruppe 52.
Glimmersand 140.
Glimmerschiefer 147, 150, 151.
Glindower Thon 140.
Globigerinenschlamm 121.
Gneis 147, 150.
Gneis, gemeiner 147.
Gneisglimmerschiefer 150.
Granat 148, 150.
Granatfels 151.
Granatglimmerschiefer 150.
Granit 67.
Granite, Grusbildung 96.
Granite, Zersetzung der 96.
Granulite 149.
Graphit 133, 148, 150.
Graphitgneis 148.
Graphitschiefer 113.
Grastorf 132.
Grauwacke 109.
Grauwackenconglomerate 109.
Grenzwinkel 29.
Grober Sand 104.
Grundgebirge 145.
Grundmasse 63, 65.
Grundmasse, Ausbildung der 75.
Grundmasse, holokrystallin 75.
Grundmoränen 138.
Grünlandsmoore 131.
Grus 95.
Guano 129.
Gyps 23, 116, 117, 119.

Hart 25.
Härte 23—25.
Härtebestimmungen, approximative 24.
Härtescala 23.
Hauptbruch 112.
Haupt-Symmetrieaxen 18.
Heidemoor 131.
Heidetorf 132.
Hexagonales System 18.
Hochmoore 131.
Holokrystallin 63.
Holokrystalline Grundmasse 75.
Holokrystallin-porphyrische Structur 75.
Hornblende 58, 147, 150.
Hornblendegneis 147, 148, 149.
Hornblendegruppe 54.
Hornblendeschiefer 151.

Hornstein 128.
Huminstoffe 129.
Humus 129, 130.
Humusböden 130.
Hydronephelit 90.
Hypersthen 55, 56.
Hypnum 131.
Hypokrystalline Grundmasse 75.
Hypokrystallin-porphyrische Structur 75.

Idiochromatisch 25.
Idiomorph 62.
Iolith 67, 73.
Infusorienerde 128.
Interferenz des Lichtes 35—38.
Interferenzfarben 35—38.
Interferenzfarben, Bestimmung der 38, 39.
Interglaciale Bildungen 139.

Jaspis 128.
Jura, brauner 99.
Juraformation 99.
Jura, schwarzer 99.
Jura weißer 99.

Kainit 118, 119.
Kalifeldspat 23, 25, 47, 48—50.
Kalifeldspat, Kaolinisierung des 85, 86.
Kalifeldspat, Umwandlung in Kaliglimmer 86, 87.
Kalifeldspat, Umwandlung in Zeolithe 88, 91.
Kaliglimmer 53, 54, 94, 106.
Kaliglimmer aus Kalifeldspat 86, 87.
Kaliglimmer aus Plagioklas 89.
Kalium 10.
Kalkalgen 124.
Kalkgesteine 120—126.
Kalke, Verwitterung der 126.
Kalknatronfeldspate 50—52.
Kalknatronfeldspate, Umwandlung der 88, 89.
Kalkphyllite 113.
Kalkspat 23, 88.
Kalkstein 122—125.
Kalkstein, dichter 124.
Kalkthonschiefer 113.
Kalktuff 120.
Känozoische Formationsgruppe 99.
Kaolin 85, 94, 106.
Kaolinisierung des Kalifeldspates 85—86.
Kaolinisierung der Plagioklase 88.
Keratophyr 78.
Kersantit 74.
Kettengebirge 101.
Keuper 100.
Kies 104.
Kieselgesteine 127, 128.
Kieselguhr 128.
Kieselschiefer 120, 128.
Kieselsinter 120.
Klastisch 3.
Klein'sche Lösung 15.
Knochenanhäufungen 135.
Kohle 133.
Kohlige Bildungen 129—133.
Kohlensäure 14.
Kohlensaurer Kalk 119.
Kohlenstoff 10.
Kokkolithen 121.
Koprolithen 135.
Korallen 123.
Korallenriffe 123.
Körnig-flaserig 147.
Körnige Gesteine 63.
Körniger Kalkstein 126.
Körnig-schuppig 147.
Korund 23.
Kreide 121, 122.
Kreideformation 99.
Krensäure 130.
Krystall 16.
Krystallin 16.
Krystallisiert 16.
Krystalle, Begrenzung derselben durch natürliche ebene Flächen 15.
Krystalle, physikalische Eigenschaften der 19—44.
Krystallform 16.
Krystalline Schiefer 5, 145—151.
Krystalline Schiefer, Einlagerungen in 151.

Kryſtalliſierte Körper, Eigenſchaften der 15—44.
Kryſtallſyſteme 18.

Labradorit 52.
Lagenſtructur 147.
Lahnphosphorit 134.
Laterit 97, 98.
Laumontit 90.
Lehm 107, 111.
Lehme, Zerſetzungsrückſtände der Eruptivgeſteine 96.
Leithakalk 124.
Letten 111.
Leucit 59.
Leucitbaſalt 81.
Leucitit 81.
Leucittrachyt 79.
Leucitophyr 79.
Lias 99.
Lichtbrechung 26.
Licht, Interferenz desſelben 35—38.
Licht, Polariſation desſelben 32—44.
Limburgit 82.
Limonit 136, 137.
Liparit 77, 78.
Lithothamnien 124.
Löß 143, 144.
Löß, Verwitterung des 144.
Lufttransport 143.

Magma 66.
Magma, Zerfall des 74.
Magnetit 60, 94.
Magneſium 10.
Magneſia-Eiſen-Glimmer 53.
Magnetit, Umwandlung des 93.
Malakolith 56, 57.
Malm 99.
Mandelſtein 76.
Marmor 126, 151.
Marſchen 114.
Marſchland 114.
Maſſige Geſteine 4, 61.
Maulwürfe 83.
Mechaniſche Sedimente 3, 102.
Mechaniſche Zerſtörung der Geſteine durch Temperaturwechſel 83.
Meer 98.
Meerwaſſer, chemiſche Zuſammenſetzung 115.
Melaphyr 80.
Melaphyre, Zerſetzung der 96.
Mergel 112, 125.
Mergelſand 140.
Mergel, Zerſetzungsrückſtände der Eruptivgeſteine 96.
Meſozoiſche Formationsgruppe 99.
Metakieſelſäure 14.
Metalle 12.
Metallglanz 26.
Metalloide 12.
Meteoriten 7.
Mikroklin 48.
Mikroklinſtructur 49.
Mild 24.
Minette 74.
Minerale 7.
Minerale, chemiſche Zuſammenſetzung der 8.
Minerale, phyſikaliſche Eigenſchaften der 14—44.
Miocän 99.
Mittelmoränen 138.
Molekel 9.
Molekel, Anordnung in Kryſtallen 15.
Monogene Breccien 108.
Monogene Conglomerate 108.
Monoſymmetriſches Syſtem 18.
Moore 130—132.
Moostorf 132.
Moränen 138.
Morphologie der Kryſtalle 16.
Muscovit 53, 54, 147.
Muscovitbiotitſchiefer 150.
Muscovitgneis 147.
Muscovitſchiefer 150.
Muscovit, Umwandlung des 91.
Muſchelbänke 124.
Muſcheliger Bruch 22.
Muſchelkalk 100.

Mutterlauge 115.
Mutterlaugensalze 115, 119.

Nagelfluh 109.
Nagelfluh, diluviale 141.
Natrium 10.
Natrolith 90.
Natronglimmer 89.
Natronorthoklas 50.
Natronsalpeter 136.
Neocom 99.
Neovulkanische Ergussgesteine 76.
Nephelin 59.
Nephelinbasalt 81.
Nephelinit 81.
Nephelinsyenit 67, 71.
Nicol'sches Prisma 32, 33.
Norit 72, 73.

Oligocän 99.
Oligoklas 52.
Olivin 58, 59.
Olivin, Umwandlung des 92.
Optische Eigenschaften 25.
Optisch einaxige Krystalle 40.
Optisch zweiaxige Krystalle 40.
Ordnungen der Interferenzfarben 36.
Organogen 5.
Orthoklas 48.
Orthokieselsäure 14.
Ortstein 137.
Oxyde 13.

Paläovulcanische Ergussgesteine 76.
Paläozoische Formationsgruppe 100.
Pantellerit 78.
Paragonit 89.
Pechtorf 132.
Pegmatit 74.
Peridotit 67, 73.
Perlmutterglanz 26.
Pflanzenwurzeln, Zersprengung durch 83.
Phonolith 76, 79.
Phonolithischer Trachyt 78.
Phosphor 10.
Phosphorit 134.
Phosphorite, belgische 135.
Phosphorite, podolische 135.
Phosphorsäure 14.
Phosphorsaurer Kalk 135.
Phyllit 113, 151.
Physikalische Eigenschaften der Krystalle 19.
Physikalische Eigenschaften der Minerale 14—44.
Pikritporphyrit 82.
Plagioklase 47, 50—52.
Plagioklase, Kaolinisierung der 88.
Plagioklase, Umwandlung der 88, 89.
Plagioklase, Umwandlung in Epidot 89.
Plagioklase, Umwandlung in Kaliglimmer 89.
Plagioklase, Umwandlung in Zoisit 89.
Plattenförmige Absonderung 76.
Pleochroismus 26.
Pliocän 99.
Podolische Phosphorite 135.
Polarisator 33.
Polarisation des Lichtes 32—44.
Polarisations-Instrument 40.
Polarisiertes Licht, Beobachtungen in convergentem 40—42.
Polarisiertes Licht, Beobachtungen in parallelem 39, 40.
Polarisations-Mikroskop 39.
Polarisations-Mikroskop, Beobachtungen mit dem 39.
Polierschiefer 128.
Polygene Conglomerate 108.
Polysynthetische Zwillinge 19, 34.
Porphyrische Gesteine 68.
Porphyrische Structur 74—76.
Porphyrit 79.
Präcambrische Formation 100.
Praecipitate, chemische 4, 114—137.
Pyroxene, Umwandlung der 92.
Pyroxengneis 147, 149.
Pyroxen-Gruppe 54, 55, 57.
Pyroxenit 67, 73.

Quartärformation 99.
Quarz 23, 25, 46, 47, 94, 106, 147.
Quarzfreier Porphyr 78.
Quarzkeratophyr 78.

Quarzporphyr 76, 78.
Quarzporphyrit 79.
Quarz, Verwitterung des 84.
Quelle 114.
Quellwasser, chemische Zusammensetzung 114.
Querbruch 112.

Radicale 13.
Radiolarien 128.
Radiolarienschlamm 127, 128.
Raseneisenerz 136, 137.
Raseneisenstein 136.
Rationalität der Axenschnitte 17.
Rauchwacke 127.
Regenwürmer 83.
Reguläres System 18.
Rhombisches System 18.
Richtungslose Structur 61.
Rotherde 97.
Rutil 61, 94.

Salpetersäure 13.
Salze 13.
Salzsäure 13.
Sande 82.
Sandgehalt der Thone 112.
Sand, feiner 104.
Sand, grober 104.
Sandmergel 125.
Sandstein 109—111.
Sandstein, eisenschüssiger 110.
Sandstein, glaukonitischer 110.
Sandstein mit kalkigem Cement 109.
Sandstein mit kieseligem Cement 110.
Sandstein mit mergeligem Cement 109.
Sandstein mit thonigem Cement 109.
Sauerstoff 8, 10.
Säulenförmige Absonderung 13.
Säuren 13.
Saure Schlieren 74.
Saure Wiesen 131.
Saussurit 89.
Schichten 3.
Schichtfugen 106.
Schiefgeeri Structur 145, 147.
Schiefer, krystalline 5, 145—151.
Schieferthon 112.
Schieferung 5.
Schlamm 104.
Schlepp 140.
Schlieren, saure 74.
Schuppig-körnig 147.
Schuttablagerungen 104.
Schutthalden 102.
Schuttkegel 102.
Schwach lichtbrechend 28, 31.
Schwarzerde 130.
Schwarzer Jura 99.
Schwefel 10.
Schwefelsäure 14.
Schwere Flüssigkeiten 15.
Sedimente 98—144.
Sedimente, Alterreihenfolge der 99.
Sedimente, chemische 3, 4, 114—137.
Sedimente, durch Wassertransport zusammengeschwemmt 103.
Sedimente, mechanische 3, 102—114.
Seeerze 137.
Seekreide 122.
Seelilien 124.
Seidenglanz 26.
Seitenmoränen 138.
Senon 99.
Sericitschiefer 113.
Serpentin 92.
Serpentinisierung 92.
Serpulit 124.
Silicium 10.
Sillimanit 148.
Silurische Formation 100.
Sombrerit 136.
Spaltbarkeit 19—23, 30.
Spaltbarkeit, Art der 22.
Spaltbarkeit, Grad der 20.
Spaltungsflächen 20.
Spaltungsrisse 21.
Spaltungsstücke 20.
Spatsand 140.
Specifisches Gewicht 14, 15.
Sphagnum 131, 132.
Spilitstructur 76.